



**División de Ingenierías**

**Maestría en ingeniería civil, con énfasis en  
recursos hídricos**

**“METODOLOGÍA PARA LA ESTIMACIÓN  
DEL COEFICIENTE DE DISPERSIÓN  
LONGITUDINAL EN EL RÍO MAGDALENA  
A PARTIR DE ADCP”**

**Autor: Daniela Duarte Flórez**

**Director: MSc. Augusto Sisa Camargo**

**2017**

## NOTA DE ACEPTACIÓN

---

---

---

---

---

---

---

**Firma del Jurado**

---

**Firma del Jurado**

Barranquilla, 10 de julio de 2017

*A Dios,  
a mi esposo Daniel  
y a mis Padres*

## AGRADECIMIENTOS

*Agradezco a Dios por poner éste gran reto en mi camino  
y por hoy acompañarme en este paso final,*

*a mi familia, mi madre motivo de inspiración,*

*a mi amado esposo, por su apoyo, su compañía y su amor,*

*a mi tutor, Ingeniero Augusto Sisa por sus enseñanzas, acompañamiento  
y gran entrega,*

*al Ingeniero César Cardona por su apoyo y sus consejos, y*

*a todas las personas que se cruzaron a lo largo de este camino para  
enseñarme y enriquecerme.*

*Agradezco muy especialmente a la Fundación “Juan Pablo Gutiérrez  
Cáceres” por brindarme la oportunidad de formarme y  
permitirme hacer parte de su brillante labor social.*

*¡A todos muchas gracias!*

## CONTENIDO

1. PRESENTACIÓN DEL PROYECTO .....	13
1.1 Planteamiento del Problema.....	13
1.2 Objetivo General.....	14
1.3 Objetivos Específicos.....	14
2. BREVE RESEÑA DEL ESTADO DEL ARTE.....	15
2.1. Métodos para estimar el coeficiente de dispersión longitudinal.....	16
3. MARCO TEÓRICO .....	21
3.1. Ecuación de Advección – Dispersión .....	21
3.2. Mezcla en ríos .....	24
3.3. Dispersión longitudinal por corte .....	25
3.4. El perfilador de corriente acústica Doppler (ADCP) .....	27
3.4.1. Principios de funcionamiento del ADCP: .....	28
3.4.2. Montaje de un ADCP .....	29
4. METODOLOGÍA.....	31
4.1. Equipos .....	31
4.1.1. Especificaciones del ADCP .....	31
4.2. Campañas.....	32
4.3. Selección de las zonas de estudio .....	34
4.3.1. Características generales y morfológicas de las zonas de estudio .....	35
4.4. Software .....	42
4.4.1. WinRiver .....	42
4.4.2. Python.....	51
4.5. Estimación del coeficiente de dispersión longitudinal mediante el uso de trazadores. ....	52
4.6. Estimación del coeficiente de dispersión longitudinal mediante ecuaciones empíricas.....	54
4.7. Estimación del coeficiente de dispersión longitudinal mediante el método de Fischer con datos de ADCP .....	56
4.7.1. Solución numérica del método de Fischer con datos de ADCP. ....	60
5. RESULTADOS .....	61
5.1. Secciones transversales de medición seleccionadas para este estudio.....	61

5.2. Resultados de las ecuaciones empíricas para estimar el coeficiente de dispersión longitudinal.....	73
5.3. Resultados del método de Fischer con datos de ADCP para estimar el coeficiente de mezcla longitudinal con caracterización hidrodinámica detallada.....	74
5.3.1. Desviación de la velocidad respecto a la media .....	74
5.3.2. Coeficiente de dispersión longitudinal estimado por el método de Fischer con datos de ADCP.....	78
6. ANÁLISIS.....	85
6.1. Comparación de los resultados obtenidos con las distintas metodologías en las secciones analizadas. ....	85
6.2. Comparación de los resultados obtenidos con los disponibles en la bibliografía.....	86
7. CONCLUSIONES .....	88
7.1. Recomendaciones.....	90
8. BIBLIOGRAFÍA.....	92
9. ANEXOS.....	95
9.1. Registro fotográfico de ADCP en campo.....	95
9.2. Coeficientes de dispersión longitudinal de diferentes ríos del mundo .....	96

## LISTADO DE GRÁFICOS

Figura 1. (a) Un ejemplo de distribución de velocidad. (b) La misma distribución de velocidad que en (a) pero transformada en un sistema de coordenadas que se mueve a la velocidad media. (Fischer, List E, Jörg, & Brooks, 1979).....	21
Figura 2. Etapas de mezcla de un contaminante en un río (Fischer, List E, Jörg, & Brooks, 1979) .....	25
Figura 3. Definición de símbolos y sistema de coordenadas. (Fischer, List E, Jörg, & Brooks, 1979) .....	25
Figura 4. Diagrama esquemático que muestra el efecto de la dispersión por corte en la mezcla longitudinal de un contaminante. (Rutherford, 1994). 26	
Figura 5. Esquema de funcionamiento del ADCP. Adaptado de (Díaz & García, 2015) .....	29
Figura 6. Componentes de un ADCP de cabeza convexa hacia abajo. Adaptado de: (Muste, Yu, & Spasojevic, 2003).....	30
Figura 7. Estructura de parte inferior de un ADCP Río Grande (Rio Grande ADCP Technical Manual).....	32
Figura 8. Río Magdalena. Localización sector de monitoreo PIMSA - Regidor. (Elaboración propia) .....	34
Figura 9. Zonificación de la cuenca del río Magdalena (IDEAM - CORMAGDALENA, 2005) .....	36
Figura 10. Estación Calamar Kilometro 93 .....	37
Figura 11. Estación Plato Kilometro 167 .....	39
Figura 12. Estación El Banco Kilometro 400.....	40
Figura 13. Estación Regidor Kilometro 452 .....	41
Figura 14. Descripción general de WinRiver II (Teledyne RD Instruments, 2008).....	43
Figura 15. Reporte de WinRiver de ensambles y celdas contaminadas ..	45
Figura 16. Métodos de extrapolación para la estimación del caudal en la capa superior y capa de fondo (Teledyne RD Instruments, 2008) .....	46
Figura 17. Velocidad media en la vertical del ensamble (línea negra) y la velocidad media en el ensamble (línea roja).....	48

Figura 18. Ejemplo de un archivo ASCII clásico .....	51
Figura 19. Estratificación de la sección para mediciones con ADCP (Teledyne RD Instruments, 2008) .....	57
Figura 20. Velocidad longitudinal media en la vertical en la progresiva transversal $[u(y)]$ y la velocidad media global en la sección $[U]$ . Sección Calamar 001 (izquierda) y Calamar 002 (derecha). .....	75
Figura 21. Velocidad longitudinal media en la vertical en la progresiva transversal $[u(y)]$ y la velocidad media global en la sección $[U]$ . Sección Calamar 003 (izquierda) y Calamar 004 (derecha). .....	75
Figura 22. Velocidad longitudinal media en la vertical en la progresiva transversal $[u(y)]$ y la velocidad media global en la sección $[U]$ . Sección Plato 001 (izquierda) y Plato 002 (derecha). .....	76
Figura 23. Velocidad longitudinal media en la vertical en la progresiva transversal $[u(y)]$ y la velocidad media global en la sección $[U]$ . Sección Plato 003 (izquierda) y Plato 004 (derecha). .....	76
Figura 24. Velocidad longitudinal media en la vertical en la progresiva transversal $[u(y)]$ y la velocidad media global en la sección $[U]$ . Sección Plato 005 (izquierda) y El Banco 001 (derecha). .....	76
Figura 25. Velocidad longitudinal media en la vertical en la progresiva transversal $[u(y)]$ y la velocidad media global en la sección $[U]$ . Sección El Banco 002 (izquierda) y Regidor 001 (derecha). .....	77
Figura 26. Velocidad longitudinal media en la vertical en la progresiva transversal $[u(y)]$ y la velocidad media global en la sección $[U]$ . Sección Regidor 002. ....	77
Figura 27. Variación del coeficiente de dispersión longitudinal ( $E$ ) con respecto al caudal, velocidad media, área, ancho de sección, profundidad media. Secciones en Calamar (izquierda), secciones en Plato (derecha) .....	80
Figura 28. Variación del coeficiente de dispersión longitudinal ( $E$ ) con respecto al caudal, velocidad media, área, ancho de sección, profundidad media. Secciones en El Banco (izquierda), secciones en Regidor (derecha) .....	81
Figura 29. Contraste del coeficiente de dispersión longitudinal ( $E$ ) de las 13 secciones de estudio con parámetros como caudal, ancho, área, profundidad media y velocidad media. ....	84
Figura 30. Relación de discrepancia entre los valores obtenidos de ecuaciones empíricas comparados con los estimados por el Método de Fischer - ecuación (7) .....	85



Figura 31. Coeficientes de dispersión longitudinal (E) de diferentes secciones del río Magdalena obtenidos mediante la solución del método de Fischer en contraste con estimaciones reportadas por Rutherford para distintos ríos del mundo. ....	86
Figura 32. Equipo ADCP Río Grande en el agua desde una plataforma móvil (Universidad del Norte, 2013).....	95
Figura 33. Equipo ADCP fuera de la columna de agua (Universidad del Norte, 2013).....	95

## LISTADO DE TABLAS

Tabla 1. Especificaciones del ADCP Rio Grande 600kHz (Rio Grande ADCP Technical Manual).....	31
Tabla 2. Encabezado de ASCII Clásico (Teledyne RD Instruments, 2008) .....	49
Tabla 3. Información por ensemble en un archivo ASCII (Teledyne RD Instruments, 2008) .....	49
Tabla 4. Datos medidos por el ADCP (Teledyne RD Instruments, 2008) .....	50
Tabla 5. Modelos empíricos para el coeficiente de dispersión longitudinal. (Sattar & Gharabaghi, 2015) .....	54
Tabla 6. Valores de los parámetros a, b y c de la ecuación (30) .....	56
Tabla 7. Localización de las secciones de estudio en Calamar .....	61
Tabla 8. Localización de las secciones de estudio en Plato .....	62
Tabla 9. Localización de las secciones de estudio en El Banco .....	62
Tabla 10. Localización de las secciones de estudio en Regidor .....	62
Tabla 11. Características hidrodinámicas globales de las secciones de estudio .....	72
Tabla 12. Estimaciones del coeficiente de dispersión longitudinal mediante ecuaciones empíricas .....	73
Tabla 13. Relación entre el ancho y la profundidad media en las secciones .....	74
Tabla 14. Estimaciones del coeficiente de dispersión longitudinal mediante el método de Fischer, a partir de una caracterización hidrodinámica detallada. ....	78
Tabla 14. Estimaciones del coeficiente de dispersión longitudinal mediante el método de Fischer, a partir de una caracterización hidrodinámica detallada. ....	90
Tabla 15. Coeficientes de dispersión longitudinal (Rutherford, 1994) .....	96

## INTRODUCCIÓN

El creciente interés en la conservación de la calidad del agua y en los hábitats que se desarrollan alrededor de este medio, extiende su mirada hacia los amplios y complejos sistemas costeros, hasta los extensos cuerpos continentales. Para el estudio de calidad de agua en ríos se requiere en la mayoría de los casos predecir el transporte de contaminantes en el cuerpo de agua, fenómeno que es modelado a través de la ecuación de advección – dispersión, la cual involucra el transporte debido a la presencia de campos de velocidad y la dispersión a lo largo del entorno físico de estudio.

Modelar y predecir la forma como se transportan y reaccionan sustancias vertidas en cuerpos de agua es un campo de estudio que involucra e interesa a diferentes disciplinas, tales como la: oceanografía, biología marina, ingeniería, matemáticas aplicadas, química, ecología, entre otras. Desde este enfoque, el estudio de la forma como se dispersa, transporta y reacciona la sustancia vertida en el agua, permite trazar anticipadamente la trayectoria que llevará la mancha del contaminante (Galeano, 2009). Es fundamental que las entidades de control y preservación del ecosistema puedan predecir con precisión el comportamiento de los contaminantes y su dispersión luego de un vertido accidental o planeado como el de una planta o un emisario.

Un modelo computacional de calidad de agua se convierte en una herramienta de veracidad científica, con capacidad de viabilizar la toma acertada de decisiones y emisión de conceptos técnicos sobre la ocurrencia de diversos escenarios que puedan alterar la calidad del agua del medio, como consecuencia del quehacer del río como medio de transporte. Para el caso del río Magdalena y su creciente potencialización en proyectos de navegabilidad, el tema cobra mayor relevancia, aún más teniendo en cuenta que han existido incidentes en los que se ha visto comprometida la calidad del agua del río Magdalena y por ende el ecosistema y las poblaciones que dependen del recurso.

En abril de 2006 se presentó un primer incidente sobre el río Magdalena, cuando cinco canecas con contenido de cianuro granular fueron vertidas accidentalmente sobre el río Inanea, afluente del río Magdalena en cercanías del municipio de Santa Rosa del sur, jurisdicción del Municipio de Bolívar (El Tiempo, 2006). En agosto de 2008 se dio un segundo

incidente, para este caso la cantidad ascendió a 96 canecas de cianuro granular y adicionalmente se dio el vertido de 1300 litros de herbicida y 1500 kilos de sulfato de zinc, en este incidente no hubo evidencias de contaminación debido a que el material fue recuperado. (El Espectador, 2008) .

En este contexto se fortalece la necesidad del desarrollo de herramientas que permitan simular el comportamiento de un eventual contaminante en el río Magdalena para la formulación de estrategias que permitan mitigar los impactos sobre el medio.

Siendo la dispersión longitudinal uno de los procesos hidrológicos claves que rige el transporte de contaminantes en corrientes naturales, el enfoque de esta investigación es principalmente, la estimación del coeficiente de dispersión longitudinal a partir de una caracterización hidrodinámica detallada del río a partir de mediciones de ADCP. A pesar de que los avances científicos para la estimación del coeficiente datan desde 1950, la tendencia para el caso del río Magdalena es la utilización de ecuaciones empíricas, lo cual genera amplia incertidumbre por la variación de sus resultados, teniendo en cuenta que deben ser utilizadas en ríos con características similares a las que fueron calibradas. En el río se conocen dos estudios de determinación del coeficiente de dispersión longitudinal mediante ensayo de trazadores, uno a escala real y el otro mediante un modelo físico de laboratorio

El método estudiado para la estimación del coeficiente corresponde al desarrollado por Fischer en 1967, el cual involucra parámetros hidrodinámicos del cauce, tanto globales como detallados, lo cual brinda certeza de los resultados (Fischer, List E, Jörg, & Brooks, 1979).

El documento que se presenta a continuación se divide en tres partes, la primera introductoria discute aspectos generales de la investigación y el estado del arte, la segunda parte se centra en el desarrollo metodológico del método de Fischer con datos de ADCP y se presenta la concepción y argumentación matemática del mismo. Por último, se encuentra el contraste del método de estudio con metodológicas de carácter empírico y con información reportada en la literatura para el área de estudio.

## 1. PRESENTACIÓN DEL PROYECTO

### 1.1 Planteamiento del Problema

Desde hace más de medio siglo la modelación numérica se ha convertido en un método que permite representar la realidad de diversos fenómenos para su estudio, simulación de escenarios, predicción de sucesos y como una de las principales herramientas para la gestión en la actualidad.

La calidad del agua ha sido una de las principales temáticas que ha tomado fuerza dentro de la modelación numérica. Los modelos matemáticos de calidad el agua, permiten predecir el comportamiento de variables fisicoquímicas y biológicas bajo diferentes escenarios hidrológicos y posible ocurrencia de vertimientos, lo cual se encuentra reglamentado en Colombia desde 2010 por el Artículo 6 del Decreto 3930, donde se exige el uso de modelos de calidad del agua para el ordenamiento del recurso hídrico.

Para efectuar modelaciones numéricas se requiere la definición de diversos parámetros, uno de gran importancia corresponde al coeficiente de dispersión longitudinal, representado en algunos textos con la letra  $D$  y en otros con la  $E$ , y aunque representan fenómenos físicos diferentes, matemáticamente se tratan de manera similar. Es este un parámetro fundamental para predecir el transporte de contaminantes en un cuerpo de agua. La determinación de este coeficiente se puede realizar mediante ensayo de trazadores, técnica que podría resultar compleja en su planeación y ejecución y de alto costo, también podría determinarse a través de fórmulas empíricas desarrolladas por diferentes autores, sin embargo, estas expresiones presentan una gran variación en sus resultados y solo funcionan adecuadamente en ríos con características similares a los que fueron ajustadas (Díaz & García, 2015).

Según este planteamiento, el problema que se desea abordar en esta investigación es la estimación del coeficiente de dispersión longitudinal mediante una metodología alternativa, la cual consiste en la estimación del coeficiente ( $E$ ) con base a una caracterización hidrodinámica detallada adquirida mediante mediciones de un perfilador de corriente acústico Doppler (ADCP) y en particular sobre cuatro estaciones limnimétricas del IDEAM en el río Magdalena usadas como caso de aplicación de la metodología propuesta.

## **1.2 Objetivo General**

Estimar el coeficiente de dispersión longitudinal en el río Magdalena mediante metodología basada en datos medidos con perfiladores de corriente acústico Doppler (ADCP).

## **1.3 Objetivos Específicos**

- Evaluar el principio teórico para el cálculo del coeficiente de dispersión longitudinal (E) a partir de las características hidráulicas de una sección.
- Recolectar información medida con ADCP en el río Magdalena.
- Desarrollar una aplicación informática para el tratamiento de la información y estimación del coeficiente de dispersión longitudinal (E).
- Comparar los resultados numéricos para el valor del coeficiente de dispersión longitudinal (E) con los presentados en la literatura para ríos grandes.

## 2. BREVE RESEÑA DEL ESTADO DEL ARTE

Uno de los pioneros en el análisis del fenómeno de dispersión en un flujo fue Taylor en 1953. Su estudio considera que la causa de la difusión longitudinal de un contaminante en la dirección del flujo es la no uniformidad del perfil de velocidades transversales en la sección, por lo cual se le conoce como dispersión en flujos cortante, para lo cual planteo la siguiente ecuación:

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{C}}{\partial x} = E \frac{\partial^2 \bar{C}}{\partial x^2} \quad (1)$$

donde,  $\bar{C}$  es la concentración media en la sección;  $\bar{u}$  la velocidad media del flujo;  $t$  el tiempo;  $x$  la distancia en la dirección del flujo y  $E$  el coeficiente de dispersión longitudinal. El contaminante en esta ecuación se considera conservativo al no incluir degradación.

Para resolver la ecuación (1) resulta indispensable conocer el valor del coeficiente de dispersión longitudinal  $E$ , estimación que no ha resultado sencilla, por lo que autores han establecido consideraciones particulares para cada análisis desarrollado. Por ejemplo, en un caso estudiado por Taylor en 1954, para flujo en tuberías rectas, encontró la siguiente ecuación para el coeficiente  $E$ ,

$$E = 10.1a u^* \quad (2)$$

Donde  $a$  es el radio de la tubería y  $u^*$  la velocidad al corte, definida como  $u^* = \sqrt{gRS}$  donde  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $R$  el radio hidráulico y  $S$  la pendiente del conducto.

A partir del análisis de Taylor, se han desarrollado algunas otras investigaciones para el cálculo del coeficiente de dispersión longitudinal. En 1959, J.W. Elder obtuvo una definición del coeficiente de transporte ( $E$ ) para un canal abierto infinitamente ancho.

$$E \approx 5.90 u^* d \quad (3)$$

Donde  $d$  es la profundidad media del flujo. Las condiciones para la aplicación de la ecuación son a). Que se cumpla "mezcla completa" en la sección transversal medida. b). Que el transporte longitudinal debido a la

turbulencia sea despreciable. c). Que los cambios de la concentración promedio  $C$  en la sección transversal no sean muy rápidos tal que se pueda establecer a  $c'$  como proporcional al gradiente de  $C$  (estado estable). (Constain, 2014)

## 2.1. Métodos para estimar el coeficiente de dispersión longitudinal

Debido a las complicaciones logísticas y el elevado costo de las campañas de trazadores para el cálculo del coeficiente de dispersión longitudinal en ríos grandes de manera experimental, existen algunos métodos en función de las condiciones hidrológicas y geométricas de los cauces naturales que permiten realizar aproximaciones del coeficiente de dispersión longitudinal.

- *Método de McQuivey*

En 1974 McQuivey y Keefer desarrollaron un método para el cálculo del coeficiente de dispersión, el cual depende de las propiedades geométricas e hidráulicas del cauce.

Los autores parten de la relación entre la dispersión de una onda y la de un contaminante y determinaron la siguiente ecuación:

$$E = 0.058 \frac{Q_0}{S_0 B_0} \quad (4)$$

Donde  $Q_0$  es caudal de gasto;  $S_0$  la pendiente del río y  $B_0$  el ancho, donde el subíndice indica condiciones de flujo uniforme. Los autores sugieren que la ecuación es válida para flujos subcríticos con números de Froude menores a 0.5 (González & Martínez, 1990).

- *Método de Liu*

Basado en la ecuación de Fischer, 1967, el autor propone la siguiente ecuación para el cálculo del coeficiente de dispersión longitudinal:

$$E = \beta \frac{Q^2}{u^* R^3} \quad (5)$$



Donde  $Q$  es el caudal,  $u^*$  la velocidad de corte,  $R$  es el Radio hidráulico y  $\beta$  un factor que depende de la forma de la sección y de la distribución transversal de velocidades y es igual a:

$$\beta = 0.18 \left[ \frac{\sqrt{gRS}}{U} \right]^{1.5} \quad (6)$$

- *Método de Fischer con datos de ADCP*

El estudio realizado por Fischer en 1967 es uno de los de mayor importancia, debido a su aplicabilidad en canales naturales, el cual propone la siguiente expresión para el cálculo del coeficiente de dispersión,

$$E = -\frac{1}{A} \int_0^B u'(y) h(y) \int_0^y \frac{1}{\varepsilon_t h(y)} \int_0^y u'(y) h(y) dy dy dy \quad (7)$$

Donde,  $E$  coeficiente de disposición longitudinal,  $A$  es área transversal,  $B$  es ancho del río,  $u'$  es la desviación de la velocidad media de la sección transversal,  $h(y)$  es el tirante del flujo en función de  $y$ ,  $y$  coordenada transversal al flujo y  $\varepsilon_t$  es coeficiente de dispersión transversal. Donde  $u'$  está dada por la siguiente ecuación,

$$u'(y) = \int_0^{h(y)} (u(y) - \bar{u}) dy \quad (8)$$

Donde:  $u(y)$  velocidad en cualquier punto de la sección transversal,  $\bar{u}$  es la velocidad media de la sección y  $h(y)$  es el tirante del flujo en función de  $y$ .

El método de Fischer con datos de ADCP ha sido empleado para trabajos académicos, de investigación y de gestión alrededor del mundo para la estimación de coeficientes de dispersión longitudinal, a partir de datos medidos con perfilador de corriente acústico Doppler (ADCP), entre los que se encuentran:

- Estimación del coeficiente de dispersión longitudinal en ríos de la región central de Argentina utilizando ADCP (Díaz & García, 2015);
- Longitudinal dispersion coefficient in straight rivers (Deng & Singh, 2001);
- Assessment of longitudinal dispersion coefficients using Acoustic Doppler Current Profilers in large river (Dongsu, 2011);
- Estimating longitudinal dispersion in rivers using Acoustic Doppler Current Profilers (Shen, Niu, & Anderson, 2010).

A continuación, se hace una breve reseña de los distintos estudios nombrados anteriormente:

**Estimación del coeficiente de dispersión longitudinal en ríos de la región central de Argentina utilizando ADCP:** Estudio desarrollado por J.M. Díaz Lozada y C.M. García del Centro de Estudios y Tecnología del Agua (CETA), Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Argentina, en 2015.

Este trabajo realiza la estimación del coeficiente de dispersión longitudinal, a partir de una caracterización hidrodinámica detallada, realizada en el río Carcaraná (región central de Argentina) con un perfilador de corriente acústico Doppler (ADCP). Se comparan los resultados obtenidos en los principales tributarios del sistema fluvial, con datos obtenidos a partir de valores del coeficiente de dispersión obtenidos de ecuaciones empíricas.

**Longitudinal dispersion coefficient in straight rivers:** Estudio desarrollado por Zhi-Qiang Deng, Vijay P. Singh, Fellow ASCE, and Lars Bengtsson de Texas A&M University y Lund University, en 2001.

En esta investigación se desarrolla un método analítico para determinar el coeficiente de dispersión longitudinal a partir de la triple integral de Fischer para los ríos naturales. El método se basa en la relación de geometría hidráulica para ríos estables y en la hipótesis de que la fórmula de flujo uniforme es válida para las variables promediadas en profundidad locales.

A partir de la forma del canal y la profundidad del flujo local, se obtiene una nueva ecuación de perfil transversal y se determina la distribución lateral de la velocidad media en la transversal, las cuales se emplean para determinar una nueva ecuación teórica para el coeficiente de dispersión longitudinal. Se realizó una comparación para 73 conjuntos de datos de campo, entre resultados de ecuaciones propuestas por otros investigadores y se demuestra que la ecuación de Fischer en el presente estudio predice el coeficiente de dispersión longitudinal de ríos naturales con mayor precisión.

**Assessment of longitudinal dispersion coefficients using Acoustic Doppler Current Profilers in large river:** Estudio desarrollado por Dongsu Kim de Civil and Environmental Engineering, Dankook University, en 2011. El presente estudio realiza la estimación del coeficiente de dispersión longitudinal a partir de datos de ADCP utilizando algoritmos robustos y software como WinRiver y AdcpXp, los cuales potencializan las mediciones *in situ* para cálculos basados en datos reales de velocidad.

**Estimating longitudinal dispersion in rivers using Acoustic Doppler**

**Current Profilers:** Estudio desarrollado por Chaopeng Shen, Jie Niu, Eric J. Anderson y Mantha S. Phanikuma de Department of Civil & Environmental Engineering, Michigan State University y CILER, University of Michigan.

Esta investigación empleó la teoría de la dispersión de flujo de corte para estimar el coeficiente de dispersión a partir de las mediciones de velocidad obtenidas usando un perfilador de corriente Acústico Doppler (ADCP). El estudio concluye que el método parece ser una excelente alternativa si se toma cuidado para evitar datos espurios y se utilizan múltiples conjuntos de datos para calcular un promedio ponderado de velocidad a lo largo de la sección.

Luego del análisis de los métodos disponibles en la literatura para la estimación del coeficiente de dispersión longitudinal en ríos, los cuales se han presentado a lo largo de la presente sección, se selecciona el método de Fischer teniendo en cuenta que este tiene sus bases en las características hidrodinámicas detalladas de la sección, lo cual nos permite tener una representación más cercana a la realidad de los fenómenos que dominan el proceso de mezcla en el río, adicional a lo anterior el método de Fischer tiene como información de entrada datos medidos con ADCP, información que es abundante para el río Magdalena y que mantiene una tendencia creciente a sus mediciones para estimaciones de caudal. El método de Fischer se diferencia de los demás métodos propuestos en esta sección, debido a que estos últimos dependen de condiciones hidrodinámicas globales de las secciones, lo cual amplía la escala de estudio, generando mayor grado de incertidumbre en las estimaciones.

A pesar de que existen modelos a pequeña escala que permitirían la estimación del coeficiente de dispersión longitudinal en el río Magdalena, actualmente no se cuenta con información que permita alimentarlos, debido a que requieren registros en tres componentes, para casos como el río Magdalena no se cuenta con un equipo que permita realizar dichas mediciones. Para cuando se cuente con mediciones de este tipo se recomienda como trabajo futuro la estimación del coeficiente mediante un método de pequeña escala y contrastar con los resultados de la presente investigación.

Debido a que el ADCP es transportado por una plataforma móvil que se desplaza transversal al flujo, adicionalmente las condiciones del flujo en el río y las secciones es aproximadamente perpendicular las direcciones de

flujo el método de Fischer para el cálculo de  $E$ , lo anterior se puede interpretar como una aproximación Euleriana enfocada en la sección en la cual se calcula mediante una triple integral del Método de Fischer.

Por otro lado, una aproximación Lagrangiana implicaría hacer un seguimiento de un volumen de control a lo largo del tiempo y del espacio y para eso con ADCP deberíamos usar varios equipos simultáneamente o usar pruebas de trazadores que suelen estar inspirados en este tipo de modelos, pero no fue posible realizarlo por razones de costos.

### 3. MARCO TEÓRICO

#### 3.1. Ecuación de Advección – Dispersión

En la esta sección se presenta la obtención de la ecuación de advección – dispersión, basada en la demostración desarrollada por Fischer, 1979.

En un flujo bidimensional, las líneas de flujo son paralelas a las paredes, es decir, a las orillas derecha e izquierda en el caso de los cauces naturales.

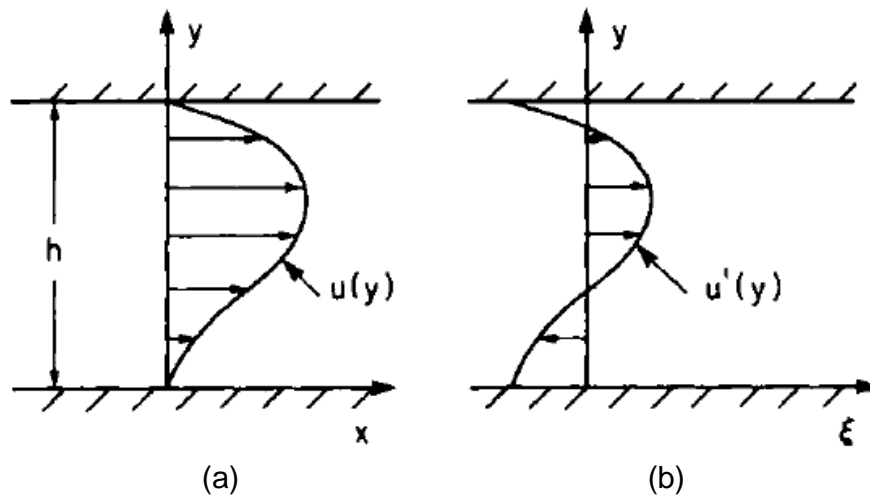


Figura 1. (a) Un ejemplo de distribución de velocidad. (b) La misma distribución de velocidad que en (a) pero transformada en un sistema de coordenadas que se mueve a la velocidad media. (Fischer, List E, Jörg, & Brooks, 1979)

Donde  $u(y)$  es la variación de velocidad entre las paredes, también conocida como la velocidad longitudinal media en la vertical en la progresiva transversal.

La velocidad media puede obtenerse mediante la integración de la velocidad en la vertical, así:

$$U = \frac{1}{h} \int_0^h u \, dy \quad (9)$$

Y la desviación de la velocidad respecto a la media, se define como

$$u'(y) = u(y) - U \quad (10)$$

Bajo el supuesto de la presencia de un soluto con concentración  $C(x, y)$  y coeficiente de difusión molecular  $D$ , la concentración media en la sección está definida por:

$$\bar{C} = \frac{1}{h} \int_0^h C \, dy \quad (11)$$

La desviación de la media se define por  $C'(y) = C(y) - \bar{C}$ . Teniendo en cuenta que el flujo se mueve únicamente en dirección  $x$ , la ecuación de Advección – Difusión se define como:

$$\frac{\partial}{\partial t} (\bar{C} + C') + (\bar{u} + u') \frac{\partial}{\partial x} (\bar{C} + C') = D \left[ \frac{\partial^2}{\partial x^2} (\bar{C} + C') + \frac{\partial^2 C'}{\partial y^2} \right] \quad (12)$$

El sistema de coordenadas se transforma definiendo el origen en la velocidad media del flujo, mediante las siguientes ecuaciones:

$$\xi = x - \bar{u}t \quad (13)$$

$$\tau = t \quad (14)$$

Al aplicar la regla de la cadena en las ecuaciones anteriores se obtiene

$$\frac{\partial}{\partial x} = \frac{\partial \xi}{\partial x} \frac{\partial}{\partial \xi} + \frac{\partial \tau}{\partial x} \frac{\partial}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial \xi} \quad (15)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} = \frac{\partial \xi}{\partial t} \frac{\partial}{\partial \xi} + \frac{\partial \tau}{\partial t} \frac{\partial}{\partial \tau} = -\bar{u} \frac{\partial}{\partial \xi} + \frac{\partial}{\partial \tau} \quad (16)$$

Reemplazando en la ecuación (12), se obtiene:

$$\frac{\partial}{\partial \tau} (\bar{C} + C') + u' \frac{\partial}{\partial \xi} (\bar{C} + C') = D \left[ \frac{\partial^2}{\partial \xi^2} (\bar{C} + C') + \frac{\partial^2 C'}{\partial y^2} \right] \quad (17)$$

Teniendo en cuenta que la tasa de propagación a lo largo de la dirección del flujo debido al perfil de velocidad debería superar en gran medida la de la difusión molecular, se anula el término de la difusión longitudinal, y se obtiene:

$$\frac{\partial}{\partial \tau} \bar{C} + \frac{\partial}{\partial \tau} C' + u' \frac{\partial \bar{C}}{\partial \xi} + u' \frac{\partial C'}{\partial \xi} = D \frac{\partial^2 C'}{\partial y^2} \quad (18)$$

Sin embargo, todavía queda una ecuación intratable, porque  $u'$  varía con respecto a  $y$ . No se dispone de un procedimiento general para tratar las

ecuaciones diferenciales con coeficientes variables, y no se puede encontrar una solución general de la ecuación (18).

Taylor obtuvo su solución descartando tres de los cuatro primeros términos, incluyendo el término  $\partial \bar{C} / \partial \tau$  que expresa precisamente lo que se trata de hallar, la tasa de decadencia de la concentración, para dejar la ecuación fácilmente solucionable para  $C'(y)$ . (Fischer, List E, Jörg, & Brooks, 1979)

$$u' \frac{\partial \bar{C}}{\partial \xi} = D \frac{\partial^2 C'}{\partial y^2}, \text{ donde } \frac{\partial C'}{\partial y} = 0 \quad \text{para } y = 0, h \quad (19)$$

La solución a la ecuación (19) implica que el perfil de concentración en sección transversal  $C(y)$  se establece por un simple equilibrio entre el transporte advectivo longitudinal y el transporte de difusión transversal.

$$C'(y) = \frac{1}{D} \frac{\partial \bar{C}}{\partial x} \int_0^y \int_0^y u' dy dy + C'(0) \quad (20)$$

Al considerar la velocidad del transporte de masa en la dirección del flujo, en relación con el eje de coordenadas móviles, se tiene:

$$\dot{M} = \int_0^h u' C' dy = \frac{1}{D} \frac{\partial \bar{C}}{\partial x} \int_0^h u' \int_0^y \int_0^y u' dy dy dy \quad (21)$$

Luego de hacer un balance del flujo advectivo versus el flujo difusivo, se puede definir un coeficiente de transporte en masa, o coeficiente de "dispersión", en analogía al coeficiente de difusión molecular, mediante la ecuación:

$$\dot{M} = -hE \frac{\partial \bar{C}}{\partial x} \quad (22)$$

Donde  $h$  es la profundidad y  $E$  expresa la propiedad difusiva de la distribución de velocidades y se conoce generalmente como el "coeficiente de dispersión longitudinal".

Al igualar (21) y (22), se obtiene

$$E = \frac{-1}{hD} \int_0^h u' \int_0^y \int_0^y u' dy dy dy \quad (23)$$

$E$  desempeña el mismo papel para toda la sección transversal como lo hace  $D$ , el coeficiente de difusión molecular, a escala microscópica. Así podemos escribir una ecuación de difusión unidimensional para los promedios transversales (Fischer, List E, Jörg, & Brooks, 1979), que en el sistema de coordenadas en movimiento es:

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial \tau} = E \frac{\partial^2 \bar{C}}{\partial \xi^2} \quad (24)$$

Volviendo al sistema de coordenadas iniciales, que habían sido transformadas mediante las ecuaciones (14 y (13, se obtiene la “ecuación de dispersión unidimensional”, también conocida como ecuación de advección – dispersión:

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{C}}{\partial x} = E \frac{\partial^2 \bar{C}}{\partial x^2} \quad (25)$$

La cual es ampliamente utilizada para la estimación de la dispersión en cuerpos de agua.

### 3.2. Mezcla en ríos

El proceso de mezcla de un efluente que descarga en un río se puede dividir en tres etapas. (Figura 2). En la primera etapa (A) los procesos dominantes son la cantidad de movimiento y la flotabilidad de la sustancia descargada. La segunda etapa (B) ocurre cuando se consideran despreciables los procesos dominantes de la primera etapa y comienza a dominar el proceso la turbulencia propia del flujo para alcanzar la mezcla del contaminante en el ancho y profundidad del río, es decir, en la transversal y en la vertical de la sección. Finalmente, la tercera etapa se da la llamada dispersión longitudinal por corte, la cual tiende a reducir la concentración de la descarga en la dirección longitudinal.



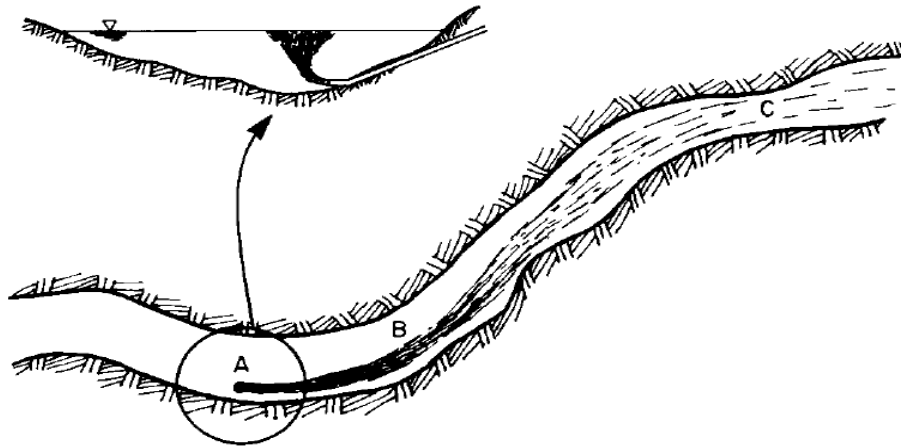


Figura 2. Etapas de mezcla de un contaminante en un río (Fischer, List E, Jörg, & Brooks, 1979)

### 3.3. Dispersión longitudinal por corte

La dispersión longitudinal se refiere a la dispersión de una partícula o nube de partículas por efectos combinados entre corte y difusión transversal, siendo el corte la advección de un fluido a diferentes velocidades en diferentes posiciones y la difusión la dispersión aleatoria de las partículas por movimiento turbulento.

Por lo tanto, la dispersión longitudinal puede definirse como la dispersión de un soluto a lo largo del eje longitudinal del flujo, es decir, a través del eje  $x$  definido como se observa en la Figura 3. Este proceso conduce a un cambio en las características de una nube de contaminación desde un estado inicial de alta concentración y baja varianza espacial hasta un estado aguas abajo de menor concentración y mayor varianza espacial. (Hart, Guymer, Jones, & Stovin, 2012)

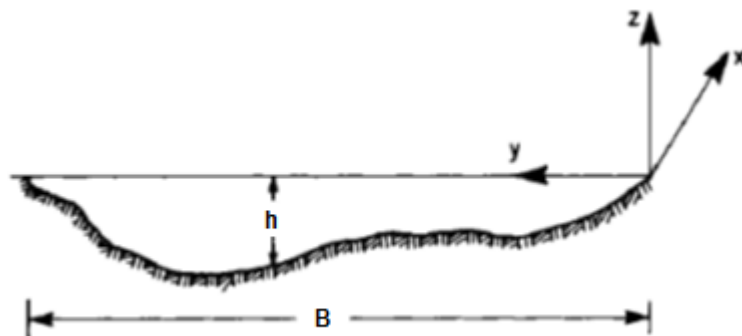


Figura 3. Definición de símbolos y sistema de coordenadas. (Fischer, List E, Jörg, & Brooks, 1979)

Si se libera un trazador en un canal, se observa que con el paso del tiempo este viaja aguas abajo del canal, más lentamente cerca de las orillas que en la corriente principal, lo que origina que la línea de trazador inyectada inicialmente tome una forma parabólica en el tiempo. La difusión turbulenta provoca una dispersión localizada a lo largo y a lo ancho del canal, donde la dispersión longitudinal por corte domina el proceso de mezcla. La Figura 4 muestra sólo las primeras etapas después de la liberación del trazador, pero los mismos procesos continúan operando en el campo lejano.

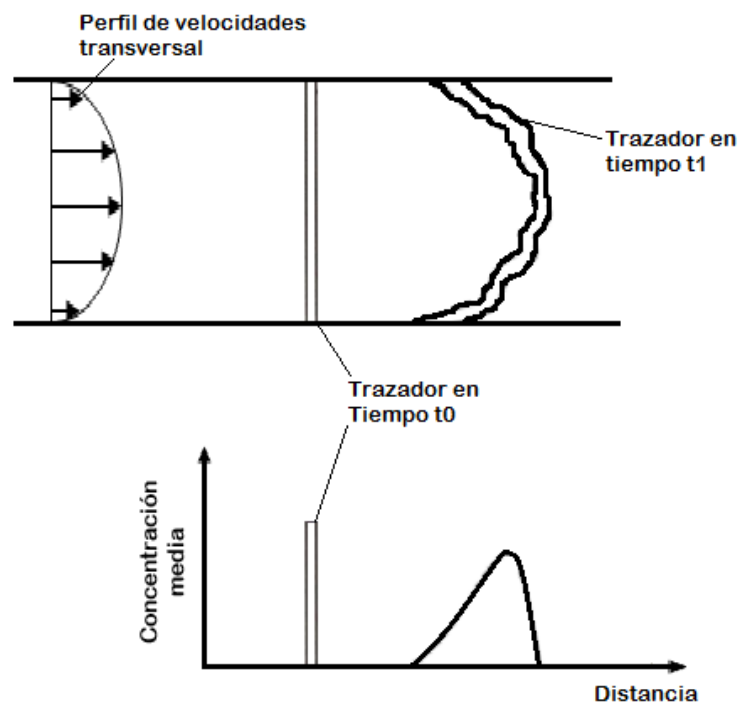


Figura 4. Diagrama esquemático que muestra el efecto de la dispersión por corte en la mezcla longitudinal de un contaminante. (Rutherford, 1994).

Existen casos prácticos en los que la dispersión longitudinal es importante, el más evidente es el derrame accidental de una cantidad de contaminante, como la liberación de material radiactivo de una central nuclear a orillas del río. Otro ejemplo común es la variación cíclica diaria de la producción de una planta de tratamiento de aguas residuales; para calcular las concentraciones aguas abajo con mayor exactitud, se debe tener en cuenta el efecto de la dispersión longitudinal causados por la descarga del efluente (Fischer, List E, Jörg, & Brooks, 1979).

### 3.4. El perfilador de corriente acústica Doppler (ADCP)

Un perfilador de corriente acústica Doppler (ADCP) es un equipo que realiza mediciones de la velocidad de la corriente de agua en un rango vertical de profundidad. El primer ADCP fue diseñado y comercializado por Teledyne RD Instruments. Actualmente tienen como campo de aplicación mediciones de la corriente en océanos, estuarios y ríos.

Los instrumentos acústicos y ópticos no intrusivos que utilizan el efecto Doppler se han vuelto cada vez más populares en la comunidad de ingenieros para mediciones de velocidad en condiciones de laboratorio y de campo. Entre estos instrumentos, el perfilador de corriente acústica Doppler (ADCP) se ha utilizado ampliamente para mediciones de descarga en condiciones de campo, aprovechando la eficiencia operacional y la configuración robusta. La primera generación de ADCPs, que utilizó sistemas acústicos de un solo impulso y de ancho de banda estrecho, se aplicó inicialmente a las mediciones de corriente de océano y estuario. Desde 1992, cuando se desarrolló el ADCP de banda ancha, los ADCP han sido cada vez más utilizados para mediciones en aguas menos profundas, como los ríos. (Muste, Yu, & Spasojevic, 2003).

El uso de esta alternativa de medición de caudal ha crecido exponencialmente en popularidad porque es eficaz en tiempo y permite mediciones de flujo en sitios donde el uso de medidores convencionales es costoso y complejo, debido a que con el ADCP de banda ancha actualmente es posible obtener mediciones de velocidad en profundidades de 1 metro con una resolución espacial de 0.10 metros.

El ADCP realiza las mediciones de la velocidad del agua a partir del sonido, el cual está en un rango ultrasónico, es decir, por encima del rango de percepción del oído humano. La frecuencia más baja utilizada por un ADCP comercial es de alrededor 30 kHz, siendo posible utilizarse en diferentes frecuencias, tales como 75, 150, 300, 600, 1200 e 2400 kHz, dependiendo del modelo del equipo, el rango más común usado para mediciones fluviales es entre 300-3,000 kHz.

### 3.4.1. Principios de funcionamiento del ADCP:

El efecto Doppler descubierto por Christian Johann Doppler en 1842, es un cambio en el tono del sonido observado que resulta del movimiento relativo y corresponde al principio de funcionamiento del ADCP a partir del cambio de frecuencia de una fuente con las velocidades relativas de la fuente y el observador.

Supongamos un observador en estado estacionario, que observa una serie de ondas que viajan a una velocidad de una onda por segundo, lo cual es análogo a una frecuencia de transmisión de 1 Hz. Si el observador se mueve hacia la fuente de onda a una velocidad de cuatro ondas por segundo, éste observa el paso de cinco ondas durante cada segundo de su viaje. Es decir que el observador podría percibir que la velocidad de paso de las ondas es de 5 Hz, aunque la velocidad de las ondas sigue siendo de 1 Hz. Este fenómeno se conoce como el efecto Doppler.

De acuerdo a R.D. Instruments 1989, el desplazamiento Doppler se puede calcular a partir de velocidades relativas de la fuente y el observador, con la siguiente ecuación:

$$F_D = F_S \left( \frac{V}{C} \right) \quad (26)$$

$F_D$  = La frecuencia de cambio Doppler, en hertz;

$F_S$  = La frecuencia transmitida del sonido procedente de una fuente estacionaria, en hertz;

$V$  = Velocidad relativa entre la fuente de sonido y el receptor de onda sonora (la velocidad a la que el observador camina hacia la fuente de sonido), en metros por segundo;

$C$  = La velocidad del sonido, en metros por segundo.

En un ADCP se aplica este principio Doppler debido a que el equipo emite un pulso de sonido ultrasónico el cual rebota en partículas en suspensión de la columna de agua, tales como sedimentos y otros materiales, los cual se denomina *backscatter*. Al recibir el eco de retorno, la unidad de procesamiento de señales de ADCP calcula el desplazamiento Doppler usando una forma de autocorrelación (la señal se compara con ella más tarde). (Simpson, 2001).

Por lo tanto, debido a que el ADCP transmite y recibe el sonido, el efecto Doppler se duplica, así:

$$F_D = 2F_s \left( \frac{V}{C} \right) \quad (27)$$

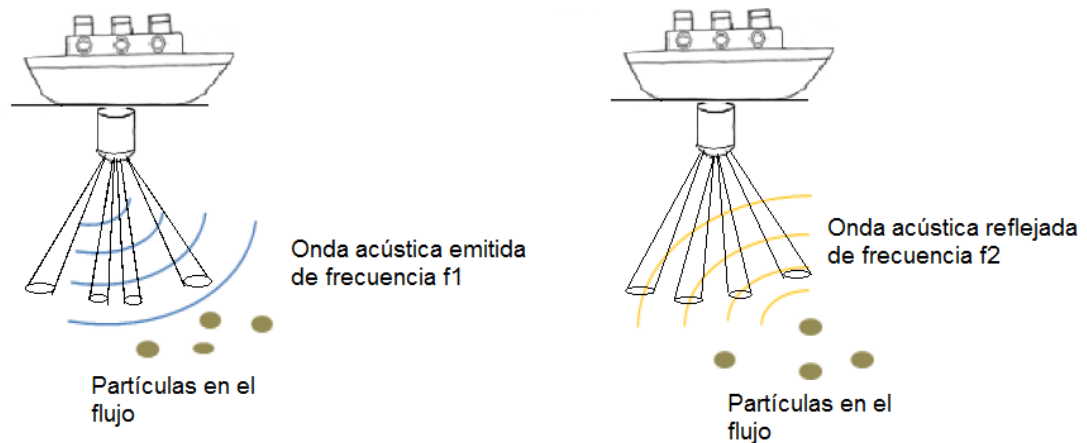


Figura 5. Esquema de funcionamiento del ADCP. Adaptado de (Díaz & García, 2015)

Es decir que el ADCP realiza la medición de la velocidad de los sólidos en suspensión en el cuerpo agua y asigna la misma velocidad al flujo.

### 3.4.2. Montaje de un ADCP

Actualmente el funcionamiento de los ADCP se realiza a través de plataformas móviles, donde se instala el instrumento y se realizan los recorridos para las mediciones. El ADCP opera generalmente con 4 haces (*beam*), los cuales están compuesto por celdas (*bins*) (ver Figura 6), cuyo tamaño es definido por el usuario. El ángulo de separación entre los haces varía entre  $20^\circ$  y  $30^\circ$ . En sus inicios los ADCP únicamente podían realizar mediciones a una profundidad superior a 1.5m, gracias a los avances desarrollados, actualmente es posible realizar mediciones en aguas poco profundas.

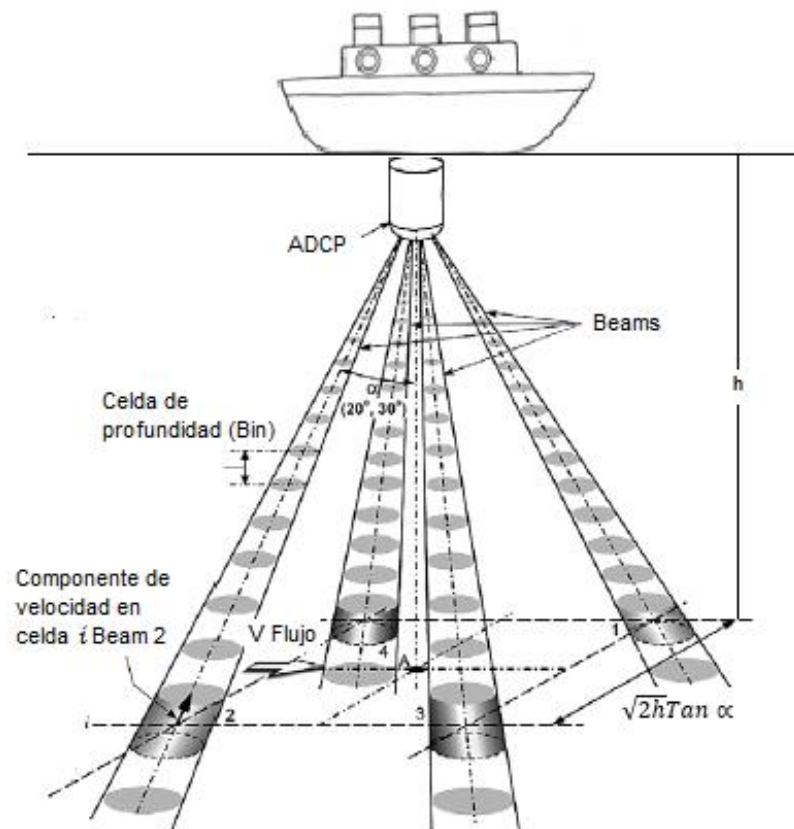


Figura 6. Componentes de un ADCP de cabeza convexa hacia abajo. Adaptado de: (Muste, Yu, & Spasojevic, 2003)

En la Figura 6 se observan los principales componentes de un ADCP, donde se permite apreciar que el componente de velocidad corresponde a un valor medido en el centro de cada *bin* o celda de profundidad. La distancia entre los *beams* o haces es igual a  $\sqrt{2h} \tan \alpha$ , siendo  $\alpha$  el ángulo de separación entre los haces.

## 4. METODOLOGÍA

### 4.1. Equipos

#### 4.1.1. Especificaciones del ADCP

Para las mediciones analizadas en el presente estudio, se utilizó un Perfilador de Corriente Acústico Doppler (ADCP) “Río Grande de 600 kHz” fabricado por Teledyne RD Instruments, ADCP Río Grande está diseñado para medir perfiles de corriente en tiempo real desde el montaje temporal o permanente en una plataforma.

El sistema ADCP de Río Grande consiste en un ADCP con modos de perfil de agua de alta resolución, cables y software. El sistema Río Grande requiere la adición de un equipo compatible con Windows® para recopilar datos (Teledyne RD Instruments, 2007). En la Tabla 1 se presenta un resumen de las especificaciones técnicas de este equipo.

Tabla 1. Especificaciones del ADCP Río Grande 600kHz (Río Grande ADCP Technical Manual)

Parámetros de medición de velocidad	Precisión de la velocidad	Hasta +/- 0,25% de la velocidad medida $\pm 2,5$ mm/s
	Resolución de velocidad	1 mm/s
	Rango de velocidad	$\pm 5$ m/s (predeterminado) - $\pm 20$ m/s (máximo)
	Número de celdas de profundidad	1 a 128
Perfil de Intensidad de Eco	Resolución vertical	Tamaño de la celda de profundidad
	Rango dinámico	80 dB
	Precisión	$\pm 1.5$ dB (medida relativa)
Transductor y hardware	Ángulo entre <i>beams</i>	20°
	Configuración	4 <i>beam</i> , convexos
Especificaciones ambientales	Temperatura de funcionamiento con o sin pilas	-5 ° a 45 ° C
	Vida útil de la batería	1 año
Poder	Entrada DC	10.5 to 18 VDC
	Transmite	35W @ 13V (600 kHz)

En la Figura 7 se observan los componentes de la parte inferior de un ADCP Río Grande, los cuales se describen así:

- Sensor de presión - El sensor de presión (estándar 200 bar) mide la presión del agua (profundidad).
- Caras de uretano - Las caras de uretano cubren la cerámica del transductor. Nunca se debe colocar el transductor sobre una superficie dura, porque podrían dañarse las caras de uretano.
- Termistor - El termistor mide la temperatura del agua.
- Marca *Beam-3* - La marca *Beam-3* muestra la ubicación de *Beam-3*

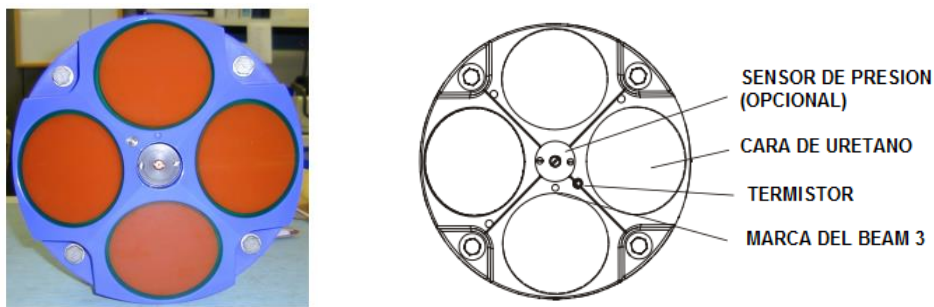


Figura 7. Estructura de parte inferior de un ADCP Río Grande (Rio Grande ADCP Technical Manual)

## 4.2. Campañas

Los datos analizados en la presente investigación corresponden a información secundaria, obtenida de las bases de datos del Laboratorio de Ensayos Hidráulicos de las Flores.

Las mediciones fueron realizadas en el marco del contrato 0066-2012, suscrito entre la Universidad del Norte y CORMAGDALENA, en el cual la Universidad del Norte llevó a cabo seis campañas de mediciones hidrométricas. El objeto de las campañas fue tener nueva información sobre las condiciones de navegación y alimentar las bases de datos del Laboratorio de Ensayos Hidráulicos de las Flores – LEH-LF de CORMAGDALENA entre los sectores de PIMSA (K17) y Regidor (K452) sobre el río Magdalena (ver Figura 8.). (Universidad del Norte, 2013).



Las campañas consistieron en el desarrollo de las siguientes actividades:

- Levantamientos batimétricos con secciones transversales cada 500 m.
- Mediciones de corrientes y de caudales con ADCP en los sitios de interés como La Gloria (K459), El Banco (K400), Brazo Mompox (K224 y 339), Rio Cesar (K401), Brazo Chicagua (K322), Plato (K167), Pinillos (K321), Armenia (K331), Magangue (K257), Boca del rio San Jorge (K269), Boca del río Cauca (K319), Barrancavieja (K106), Calamar (K93), San Pedrito (K91) y Canal del Dique (K93). (ver Figura 8)
- Actualización de orillas a partir de la información levantada.
- Actualización de la curva de correlación Nivel Calamar – Caudal en Barranquilla.

Para el presente trabajo de investigación se recopiló y empleó información de las tres primeras campañas:

- Campaña 1: Desarrollada entre el 4 de marzo y el 13 de abril 2013 e identificada con el código “E-004-124-13”.
- Campaña 2: Desarrollada entre el 1 de julio y el 3 de agosto de 2013 e identificada con el código “E-004-126-13”.
- Campaña 3: Desarrollada entre el 6 de noviembre y el 10 de diciembre de 2013 e identificada con el código “E-004-131-13”.

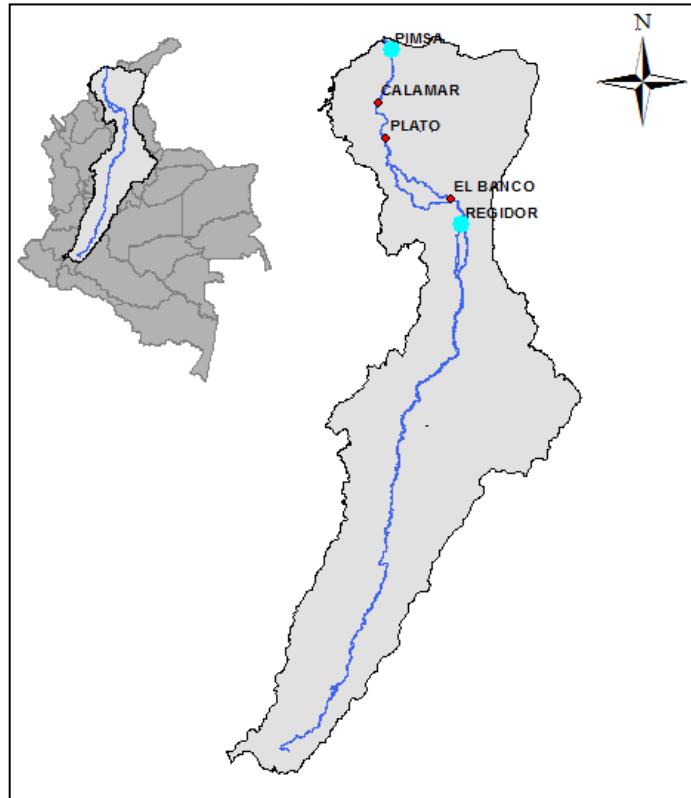


Figura 8. Río Magdalena. Localización sector de monitoreo PIMSA - Regidor. (Elaboración propia)

Las estaciones marcadas en color azul corresponden al inicio y final de la campaña de monitoreo realizado por la Universidad del Norte, y las estaciones marcadas en color rojo incluyendo la estación Regidor, corresponden a los puntos seleccionados para el presente estudio.

#### 4.3. Selección de las zonas de estudio

Considerando que en las campañas hidrométricas entre PIMSA y Regidor, se realizaron mediciones de corrientes y de caudales en sitios de especial interés y estaciones intermedias de la zona de estudio, la selección de las estaciones donde se aplicará la metodología para la estimación del coeficiente de dispersión longitudinal se basó en los siguientes supuestos teóricos:

- Fischer (1979) establece que la ecuación (7) objeto de estudio de la presente investigación, se basa en el concepto de un flujo uniforme en una sección transversal constante.
- Carr & Rehmann (2007), aportan los siguientes supuestos teóricos:
  - Para la validez de la ecuación (7), se supone que el flujo es unidimensional, es decir, el contaminante debe estar bien mezclado

en las direcciones transversal y vertical. Esta suposición puede limitar la validez de la ecuación (7) en regiones donde el contaminante no está bien mezclado; en zonas de recirculación, que impiden la desintegración del perfil de concentración a un perfil gaussiano; y en las curvas, donde las corrientes secundarias fuertes están presentes (Fischer 1969).

- La ecuación (7) también requiere que la anchura del río sea mucho mayor que la profundidad (Fischer recomiendan una relación  $B/H_{med}$  mayor a 6), de modo que la dispersión por corte transversal sea quien gobierna el proceso de mezcla y no la dispersión por corte vertical.
- El gradiente de velocidad transversal debe ser lo suficientemente grande como para que la dispersión por corte domine sobre otros mecanismos de difusión. Esta suposición puede fallar en los tramos de un río que se mueven lentamente, como los que tienen zonas de recirculación, o en ríos donde otros mecanismos pueden ser importantes.

Considerando los anteriores supuestos y la información de mediciones disponible, se seleccionaron cuatro (4) puntos como zona de estudio para la metodología del presente estudio: Calamar, Plato, El Banco, Regidor.

#### 4.3.1. Características generales y morfológicas de las zonas de estudio

En general, el valle aluvial del río Magdalena está morfológicamente compuesto por una planicie inundable, que se encuentra en parte delimitada por colinas y lomeríos de las cordilleras y serranías circundantes, así como por terrazas fluviales y fluviomarinas altas y bajas en las grandes depresiones, donde la llanura se hace amplia y anegadiza. (IDEAM, 2002). A continuación, se presentan características específicas de las zonas de interés.

Calamar, Plato y El Banco pertenecen a la cuenca baja del río (Figura 9) o zona de depositación, donde es mayor la presencia de sólidos y de sedimentos. Regidor pertenece a la cuenca media donde su cauce está controlado por formaciones geológicas duras o rocas, en las cuales el material de las orillas y el lecho determinan la forma del río (IDEAM - CORMAGDALENA, 2005).

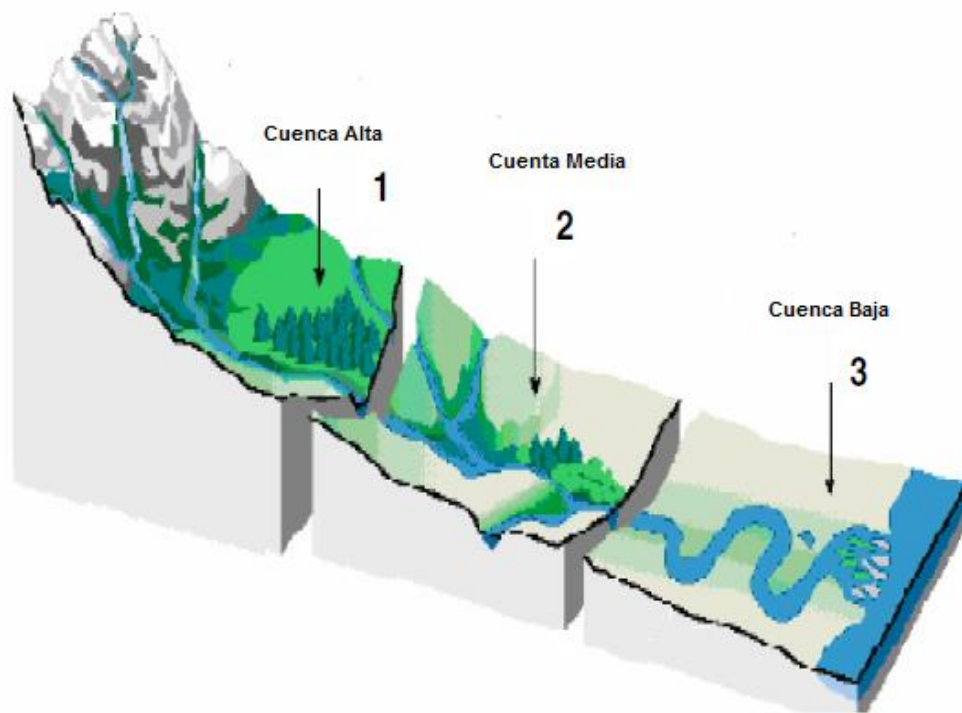


Figura 9. Zonificación de la cuenca del río Magdalena (IDEAM - CORMAGDALENA, 2005)

- **Calamar**

La estación Calamar se encuentra ubicada en el municipio de su mismo nombre, el cual es jurisdicción del departamento de Bolívar. Calamar se localiza al noreste del departamento sobre la margen izquierda del río Magdalena en la subregión geográfica denominada del Canal del Dique. Limita al norte con el canal del Dique y el departamento el Atlántico; al sur, con los municipios de San Juan Nepomuceno y el Guamo; al este, con el río Grande de la Magdalena y el departamento del Magdalena; al oeste, con los municipios de Arroyo Hondo, San Cristóbal y Soplaviento.

Su cabecera municipal está localizada a los 10°15'00" de latitud norte 74°54'57" de longitud oeste, a una altitud media de 10 msnm. Presenta una temperatura media anual de 29°C, una precipitación media anual de 1095 mm/año.

A la altura de Calamar se desprende el Canal del Dique, el cual aprovecha una depresión natural para desembocar en las bahías de Barbacoas y Cartagena. De Calamar hacia el norte, el río sigue un único curso, relativamente estable hasta su desembocadura en Bocas de Ceniza, frente a Barranquilla.

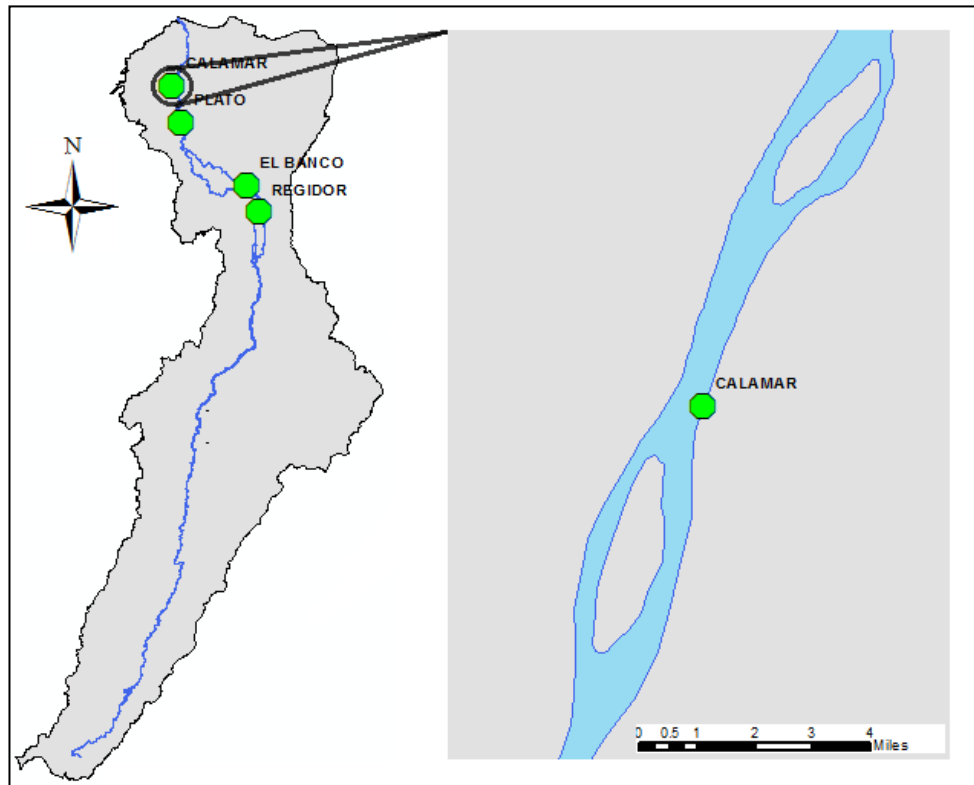


Figura 10. Estación Calamar Kilometro 93

La estación de Calamar se encuentra ubicada en el kilómetro 93 (Figura 10) sobre el río Magdalena tomando como referencia el kilómetro 0 en el puerto de Barranquilla cerca de la desembocadura en el Mar Caribe.

A la altura de la población de Pedraza desaparece el control de las colinas y el valle se amplía en forma muy considerable, para formar una extensa y amplia planicie deltáica hacia el norte sobre la ciénaga Grande de Santa Marta, y una bifurcación menor artificial hacia el occidente en Cartagena, llamada Canal del Dique. El tramo final del río Magdalena, puede calificarse con inestabilidad de baja a moderada, la cual esta principalmente representada en la moderada movilidad de las islas presente, la migración de las principales curvas y los cambios menores en la sinuosidad del cauce en general. Es posible que en este sector del río ocurra una mayor dinámica natural, pero posiblemente debido a la infraestructura civil levantada en numerosos poblados para controlar los desbordes del río, este se halle parcialmente confinado y la dinámica natural notoriamente reducida. (IDEAM, 2002)

- **Plato**

La estación Plato se encuentra ubicada en el municipio de su mismo nombre, el cual es jurisdicción del departamento de Magdalena. Plato se localiza al sur del departamento en la margen oriental del Río Magdalena en la subregión geográfica denominada Subregión Central o Chimila. Limita al norte con el municipio de Tenerife al sur con el municipio de Santa Bárbara de Pinto, al oriente con el municipio de Nueva Granada, al noroccidente con el municipio de Chivolo, al occidente con el río Magdalena, lo que lo separa con el departamento de Bolívar.

Su cabecera municipal está localizada a los 9°47'33 de latitud norte 74°46'57" de longitud oeste, a una altitud media de 20 msnm. Presenta una temperatura media anual de 36°C. La estación de Plato se encuentra ubicada en el kilómetro 167 (Figura 11) sobre el río Magdalena tomando como referencia el kilómetro 0 en el puerto de Barranquilla.

Para el tramo entre Pinto y Plato, el valle es lo suficientemente amplio como para permitir la divagación del curso y la formación de esporádicos brazuelos. Entre Plato y Pedraza, el confinamiento del cauce aumenta y el valle, que ahora es más reducido, todavía permite el desarrollo de ciénagas entre los diques laterales y las estribaciones de las colinas. El confinamiento que confieren las colinas al valle del río en este tramo produce un cauce que puede considerarse relativamente estable, en el cual el canal principal mantiene su posición en el tiempo en forma general, y su migración aparente es mínima. (IDEAM, 2002)

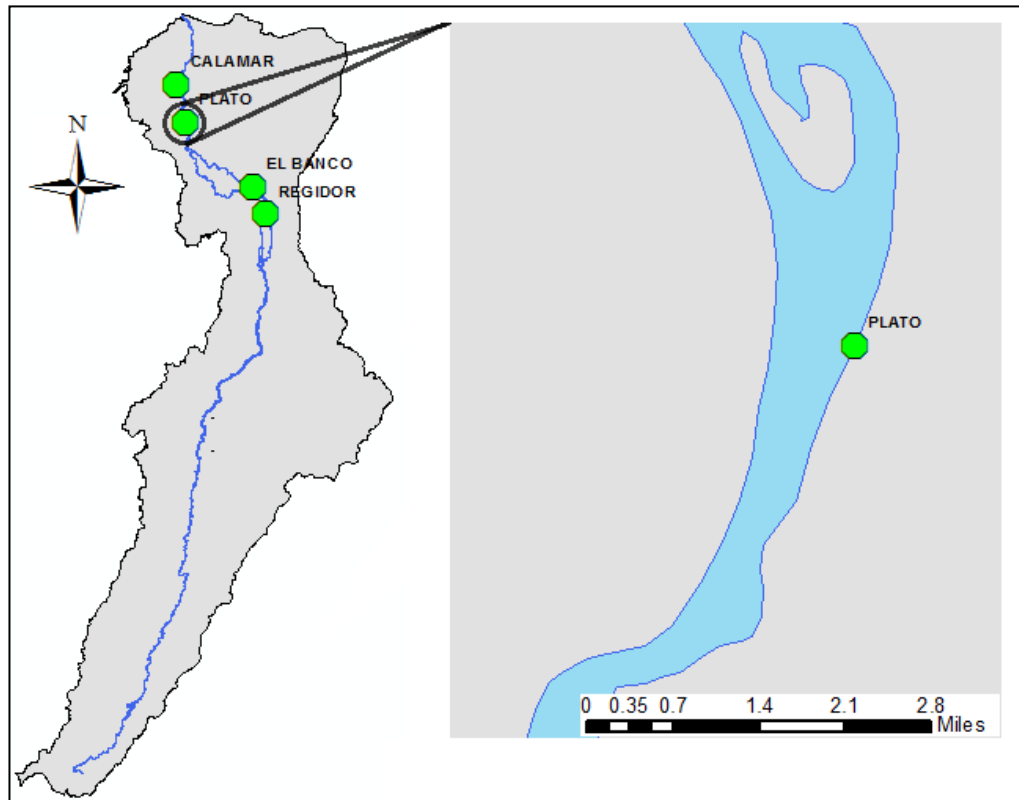


Figura 11. Estación Plato Kilometro 167

- **El Banco**

La estación de El Banco se encuentra ubicada en el municipio de su mismo nombre, el cual es jurisdicción del departamento de Magdalena. Ubicado en el extremo más meridional del departamento del Magdalena; en la confluencia de los ríos Magdalena y Cesar. Forma parte de la Depresión Momposina. Limita al norte con el municipio de Chimichagua, al sur con el río Magdalena y el municipio de El Peñón, por el este con Tamalameque (Cesar) y el Río Cesar, por el oeste con el municipio de Guamal (Magdalena) y el brazo de Mompox.

Su cabecera municipal está localizada a los  $8^{\circ} 59'56''$  de latitud norte  $73^{\circ} 58' 16''$  de longitud oeste, a una altitud media de 25 msnm. Presenta una temperatura media anual de  $39^{\circ}\text{C}$ . La estación de El Banco se encuentra ubicada en el kilómetro 400 (Figura 12) sobre el río Magdalena tomando como referencia el kilómetro 0 en el puerto de Barranquilla.

Este sector corresponde con el área conocida como Depresión Momposina, la cual está conformada por una extensa llanura aluvial inundable en la cual confluyen los ríos Magdalena, Cauca y San Jorge. A la altura de El Banco, las estribaciones rocosas de la Serranía de San Lucas producen un estrechamiento del valle fluvial, punto a partir del cual el río se divide en

dos corrientes: una que sigue por el brazo de Mompox y otra que forma el brazo de Loba, por donde pasa actualmente la mayor parte del caudal. Este es posiblemente el sector más estable de todo el trazado del curso del río Magdalena, en el cual el canal principal ha mantenido similar posición durante un tiempo prolongado. (IDEAM, 2002)

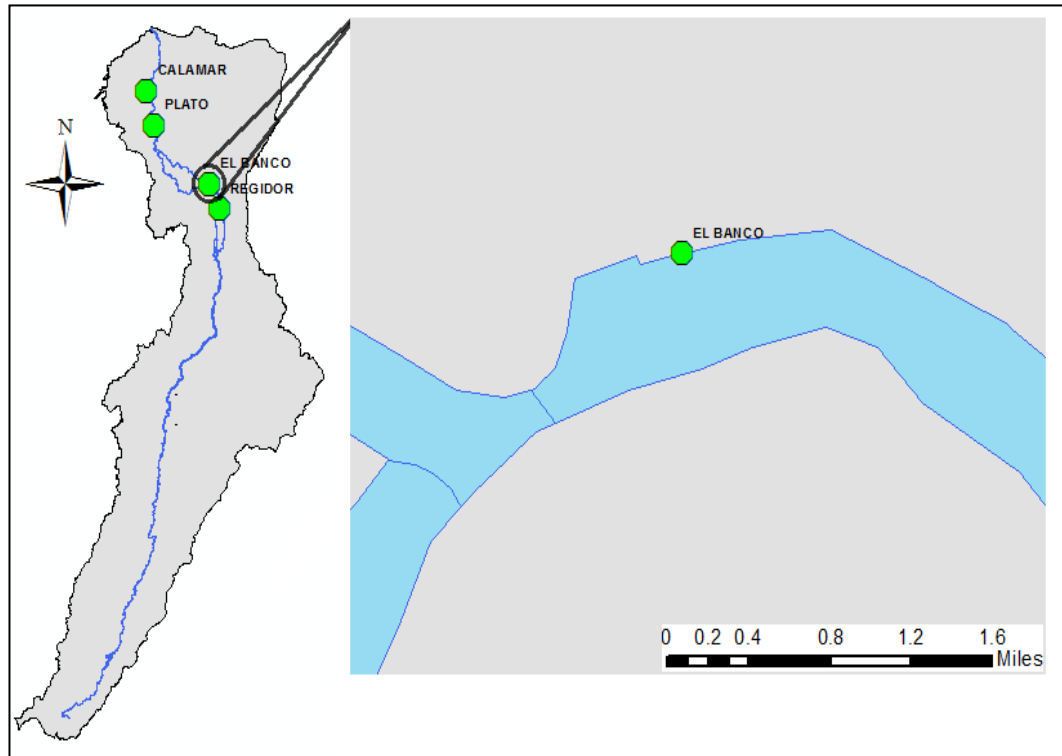


Figura 12. Estación El Banco Kilometro 400

- **Regidor**

La estación de Regidor se encuentra ubicada en el municipio de su mismo nombre, el cual es jurisdicción del departamento de Bolívar, ubicado en la subregión Loba. Su cabecera municipal está localizada a los  $8^{\circ}39'59''$  de latitud norte  $73^{\circ}49'20''$  de longitud oeste, a una altitud media de 38 msnm. La estación de Regidor se encuentra ubicada en el kilómetro 452 (Figura 13) sobre el río Magdalena tomando como referencia el kilómetro 0 en el puerto de Barranquilla.

Este sector de la llanura aluvial se encuentra delimitada al occidente por un terreno de colinas bajas de serranía de San Lucas, talladas en un sustrato predominante compuesto por rocas sedimentarias. Al oriente, el valle está limitado por un sistema de depósitos aluviales provenientes de la Cordillera Oriental, especialmente asociados con los ríos Sogamoso y Lebrija, que constituyen terrazas que actualmente se encuentran un poco más elevadas



que el valle. La planicie aluvial en este sector se encuentra surcada con diques naturales bien desarrollados y nítidos, que permiten definir claramente la vega de divagación y delimitan la llanura de inundación. El cauce principal, es predominantemente recto en este tramo del río, el cual puede considerarse con baja a moderada sinuosidad, el cauce puede calificarse como relativamente estable, con muy localizada actividad dinámica. (IDEAM, 2002)

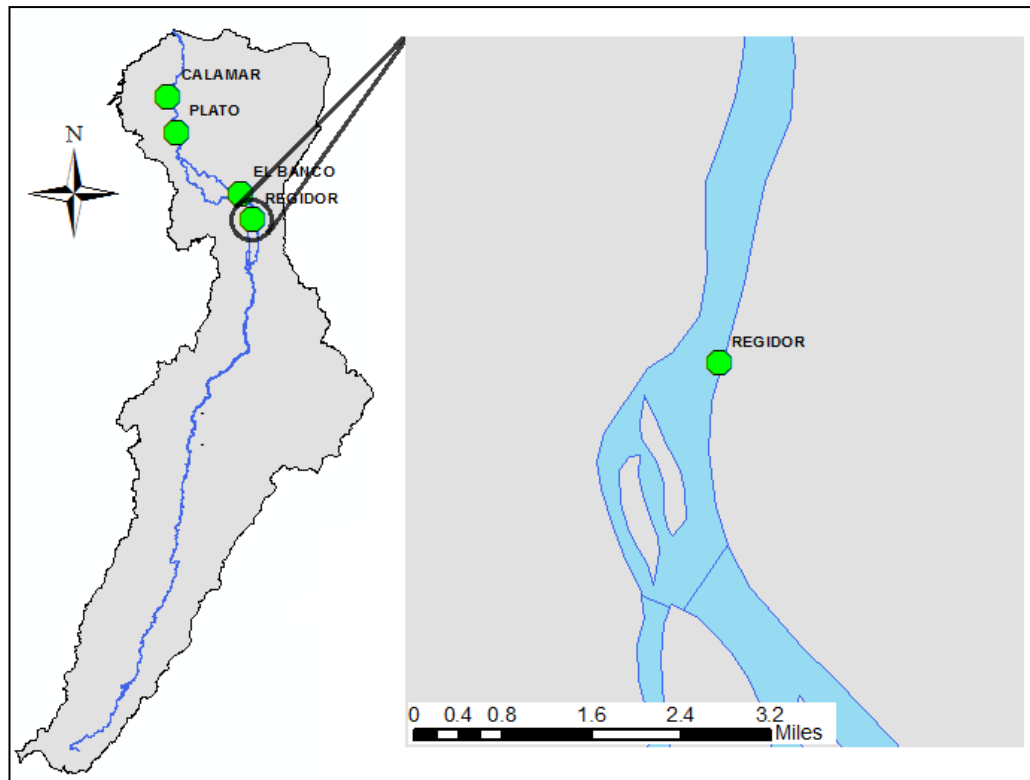


Figura 13. Estación Regidor Kilometro 452

La anterior descripción de las estaciones muestra que las secciones medidas en los sitios seleccionados se encuentran en tramos del río suficientemente rectos para evitar la influencia de corrientes secundarias y cumplen con la relación ancho/profundidad media del río  $> 6$  ( $B/H_{med} > 6$ ), evidenciado en la Tabla 13, para la adecuada aplicación de la integral de Fischer ecuación (7). Además, la velocidad de medición es inferior a la velocidad de flujo y no existen interferencias significativas en el flujo generadas por obstáculos como pilas de puente, entre otros elementos. En general corresponden a sectores poco intervenidos, cercanos a lo que podría considerarse sectores naturales, lo cual favoreció para limitar la cantidad de variables en el modelo.

Cumpléndose de esta manera los supuestos teóricos que establece la bibliografía para la aplicación de la integral de Fischer para la estimación del coeficiente de dispersión longitudinal.

#### **4.4. Software**

Para el desarrollo del presente estudio, fue necesario la utilización de paquetes computacionales para el procesamiento de la información, como es el caso de WinRiver donde se realizó configuración, postproceso y exportación de las mediciones de ADCP y Python donde se realizó el procesamiento numérico del método de Fischer con datos de ADCP.

##### **4.4.1. WinRiver**

WinRiver II es un programa desarrollado por Teledyne RD Instruments (TRDI), para la recolección de datos de un ADCP en tiempo real, permite establecer unidades, sistemas de referencia, permite realizar la configuración de dispositivos auxiliares como GPS, brújulas, sensores, y permite establecer puntos de inicio y fin de los transectos.

Posteriormente a las mediciones, WinRiver II brinda la opción de guardar la información recolectada por el ADCP en formatos \*.mmt, \*.r.000, \*.w.000 y \*.PD0 para cada uno de los transectos.

Finalmente, en WinRiver II es posible realizar el postproceso de la información, con opciones como reproducir la información, visualizar los datos, editar la configuración, generar gráficos y generar un archivo de datos ASCII para la posterior utilización de los datos en otros programas (bases de datos, hojas de cálculos y/o procesadores de datos).

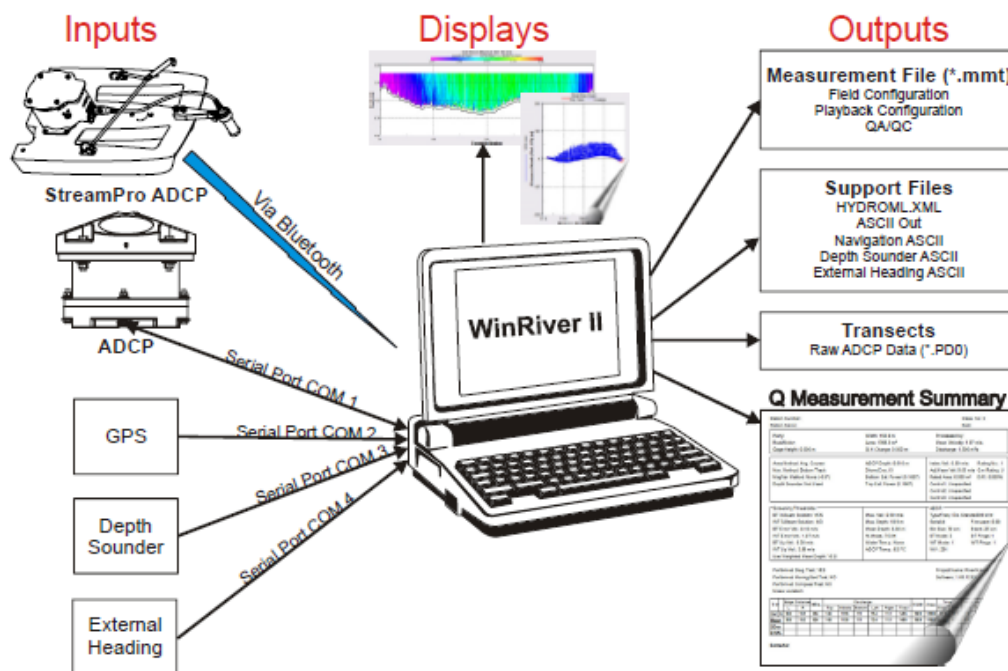


Figura 14. Descripción general de WinRiver II (Teledyne RD Instruments, 2008)

WinRiver II fue el software empleado por la Universidad del Norte en asocio con Cormagdalena, para la recolección y almacenamiento de la información medida en las campañas E-004-124-13, E-004-126-13 y E-004-131-13 realizadas en el año 2013, de donde se obtuvieron los transectos que se analizarán mediante la metodología propuesta en este estudio.

#### 4.4.1.1. Configuraciones de WinRiver II

- **Sistema de coordenadas**

WinRiver II dispone de cuatro sistemas de coordenadas, entre ellas *Earth*, *Beam*, *XYZ* y *Ship*. La mayoría de los datos de WinRiver II se registran en el sistema de coordenadas *Ship*, pero se puede pasar de un sistema de coordenadas a otro luego del procesamiento de la información.

El sistema de coordenadas *Earth* es establecida por WinRiver II por defecto y es el sistema utilizado para las mediciones utilizadas en este trabajo.

- **Sistema de referencia para estimar velocidad**

El ADCP Río Grande permite utilizar cuatro sistemas de referencia para para estimar la velocidad relativa de la plataforma móvil y, de esa forma, calcular la velocidad del flujo y el caudal, el primer sistema de referencia es el *Bottom Track* o sistema de “seguimiento de fondo”, el cual determina la velocidad de la plataforma móvil con respecto al fondo del cauce utilizando el principio acústico Doppler. El segundo y tercer sistema de referencia son GPS (GGA) y GPS (VTG) respectivamente, donde WinRiver diferenciará la posición entre la cadena GGA o VTG y la posición del GPS para calcular la velocidad del barco, para cada caso. Y el cuarto sistema de referencia es *None*, es decir que no se utiliza ninguna referencia.

El sistema de referencia de los datos debe ser especificada por el operario del ADCP en la configuración previa a la medición y debe ser seleccionado el mismo sistema para el postproceso, de lo contrario no se podrán observar los datos.

El manual de WinRiver sugiere que el sistema *Bottom Track* se debe utilizar siempre para las mediciones del río desde una plataforma móvil excepto si hay un fondo móvil y el GPS está disponible. Debido a que, con este ajuste se logra una mejor aproximación de las velocidades reales del flujo, porque las velocidades del barco se restan de las velocidades relativas medidas por el ADCP.

El sistema de referencia utilizado en las mediciones de las campañas E-004-124-13, E-004-126-13 y E-004-131-13 es el *Bottom Track*, que corresponde al sistema de referencia por defecto y el más utilizado por ADCP Río Grande, pero se debe tener especial cuidado para el caso del río Magdalena, teniendo en cuenta que, debido a la gran cantidad de sedimentos, las características del fondo son en su mayoría de fondo móvil. Sin embargo, esta es una configuración inicial que no es posible modificar en el postproceso.

#### 4.4.1.2. Postproceso

WinRiver cuenta con una serie de configuraciones de postproceso, algunas de ellas son definidas por el usuario en la configuración inicial y están disponibles para ser modificadas en el postproceso si así se requiere, otras se definen en esta etapa.

- **Acondicionamiento de los datos**

El acondicionamiento de datos en el presente contexto se refiere a la eliminación de las mediciones contaminadas por fuentes inevitables de errores, WinRiver II muestra como datos contaminados (*bad*) aquellos marcados como malos por el ADCP, GPS, por la sonda de profundidad o marcados por el usuario en los ajustes de configuración. (ver Figura 15)

Se definieron como datos contaminados las mediciones realizadas por debajo del fondo y aquellas obtenidas por fuera de las zonas laterales de la sección. Las celdas debajo del fondo y aquellas dentro de la capa del lóbulo lateral nunca se usan en las estimaciones de descarga.

Ens. Nmb.	Nmb. of Ens.	Lost Ens.
73	66	0
Bad Ens.	%Bad Bins	Delta Time
0	8%	5.52

Figura 15. Reporte de WinRiver de ensembles y celdas contaminadas

- **Métodos de extrapolación para estimación de velocidades y caudal**

Para las estimaciones de caudal y velocidad en la capa superior y la capa de fondo donde el ADCP Rio Grande no puede realizar mediciones, WinRiver dispone de dos métodos de estimación, el primero de ellos es la extrapolación constante, la cual utiliza la velocidad en la celda de profundidad más cercana para el resto de la columna de agua. El segundo método de estimación es la extrapolación de potencia, la cual ajusta una curva de potencia a la porción directamente medida de la columna de agua, y luego usa ese ajuste de la ley de potencia para calcular la descarga en las capas no medidas. (Figura 16)

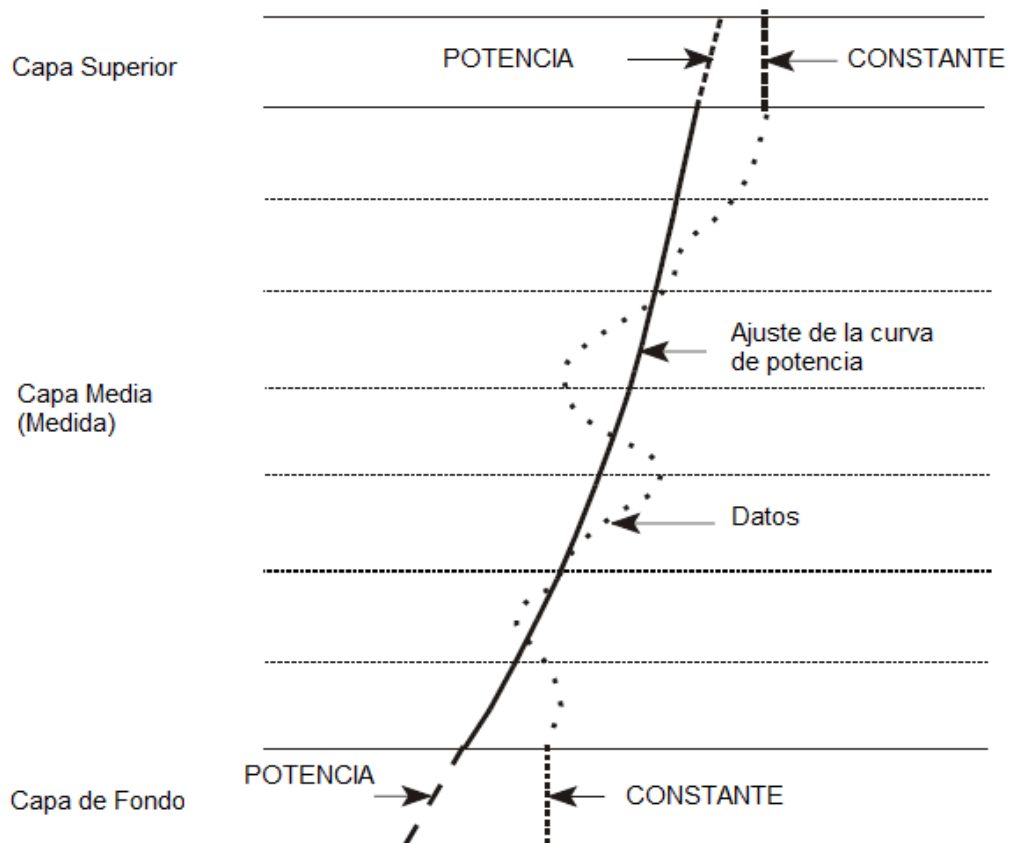


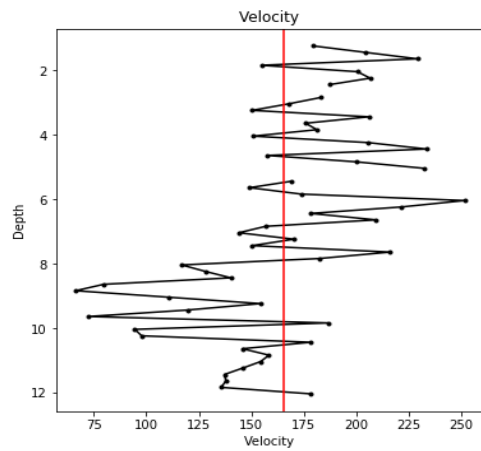
Figura 16. Métodos de extrapolación para la estimación del caudal en la capa superior y capa de fondo (Teledyne RD Instruments, 2008)

Muste (2003), sugiere que el esquema de estimación de la ley de potencia es una aproximación que emula la distribución vertical tipo Manning de las velocidades horizontales del agua. El ajuste de potencia es también ventajoso porque se pueden usar diferentes potencias (de la mitad a la décima parte) para ajustar la forma de la curva.

Sin embargo, luego de revisar de modo generalizado el comportamiento de los perfiles de velocidad en la vertical por *ensembles*, se concluye que las condiciones de estos perfiles del río Magdalena no son suaves, debido a que la presencia de picos altos y bajos predominan en los perfiles (ver Figura 17), por lo que no resulta conveniente un ajuste de potencia, debido a que modificaría significativamente los datos medidos, alejándolos de la variabilidad propia de la turbulencia en el río.

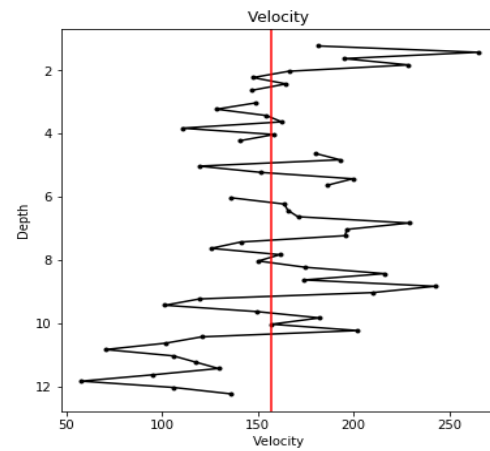
Sección: Calamar 001

Ensemble 35



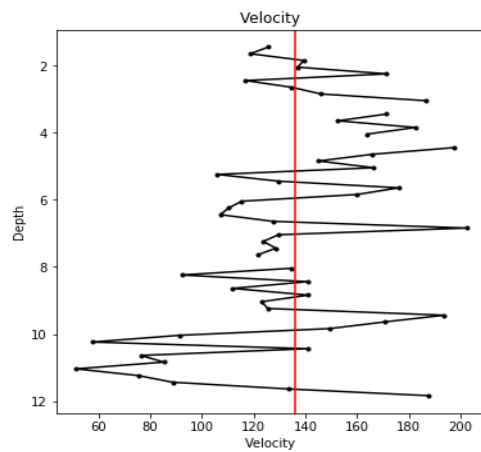
Sección: Calamar 004

Ensemble 48



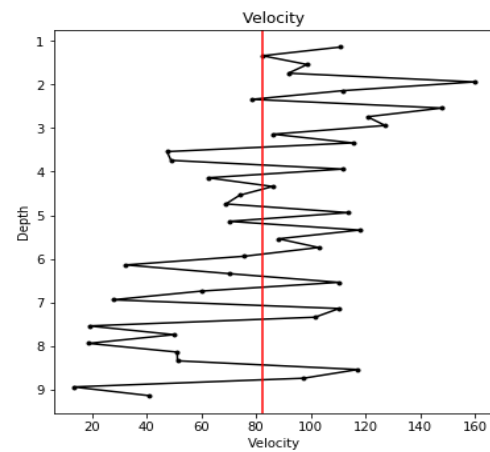
Sección: Plato 002

Ensemble 45



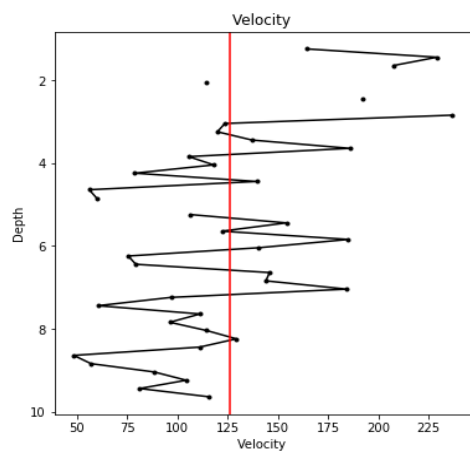
Sección: Plato 005

Ensemble 40



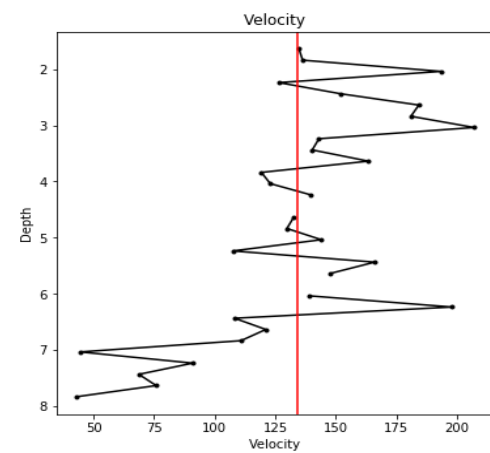
Sección: El Banco 001

Ensemble 45



Sección: El Banco 002

Ensemble 40



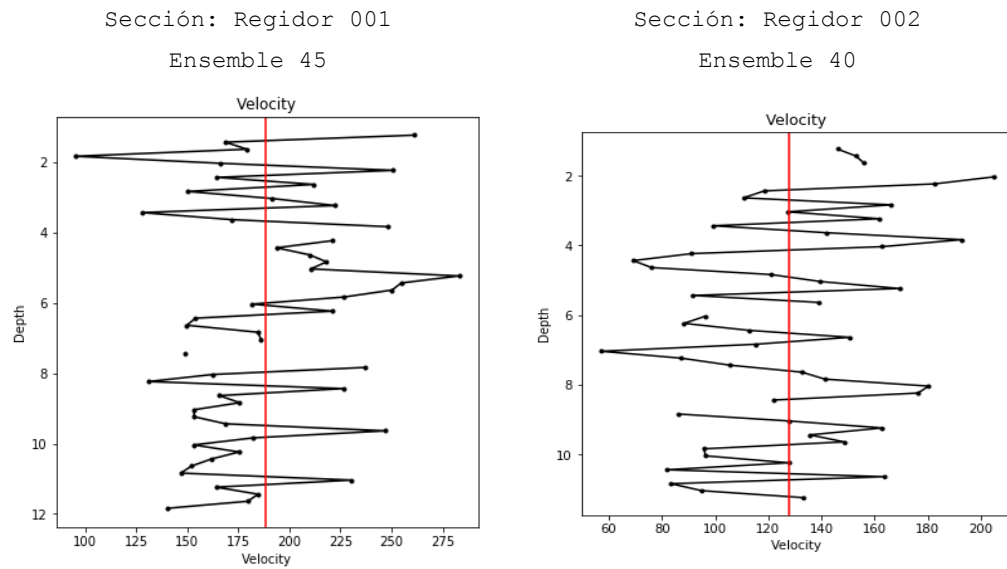


Figura 17. Velocidad media en la vertical del ensemble (línea negra) y la velocidad media en el ensemble (línea roja).

El ajuste seleccionado para estimar las velocidades en la capa superior y la capa de fondo para las secciones de estudio, corresponde a la aproximación constante recomendada por Simpson (2001) para perfiles no estándar, el cual sugiere que este método introducirá algunos errores, pero los errores no serán tan grandes como los causados al establecer el esquema de estimación de potencia.

La ecuación que sustenta el ajuste de potencia se presenta a continuación:

$$\frac{u}{u^*} = \Lambda \left( \frac{y}{k_s} \right)^{1/n}$$

Donde  $u$  es velocidad,  $u^*$  velocidad de corte,  $\Lambda$  y  $n$  son escalares que se ajustan y  $k_s$  es rugosidad.

El lecho del río en estas secciones es móvil, por lo cual suponer una velocidad de cero en el fondo como consecuencia del perfil potencial subestima tanto la velocidad media del flujo como la capacidad de dispersión longitudinal en la sección.



#### 4.4.1.3. Exportar datos a un archivo ASCII

Posterior al postproceso de la información llevada a cabo en WinRiver, fue necesario generar un archivo de datos ASCII compatible con el paquete computacional Python donde se llevarán a cabo los cálculos para la solución de la integral de Fischer.

La salida utilizada fue un archivo ASCII clásico, el cual cuenta con toda la información requerida para los cálculos posteriores, su estructura se compone de tres filas de encabezado, que contiene información general de la sección y de la configuración del ADCP, las cuales se presentan en la siguiente tabla:

Tabla 2. Encabezado de ASCII Clásico (Teledyne RD Instruments, 2008)

Fila	Campo	Descripción
A	1	DEPTH CELL LENGTH (cm)
	2	BLANK AFTER TRANSMIT (cm)
	3	ADCP DEPTH FROM CONFIGURATION NODE (cm)
	4	NUMBER OF DEPTH CELLS
	5	NUMBER OF PINGS PER ENSEMBLE
	6	TIME PER ENSEMBLE (hundredths of seconds)
	7	PROFILING MODE

Seguidamente se encuentra el conjunto de *ensembles* en la sección donde cada uno tiene un encabezado y los datos como se muestra a continuación.

Tabla 3. Información por ensemble en un archivo ASCII (Teledyne RD Instruments, 2008)

Fila	Campo	Descripción
1	1	ENSEMBLE TIME -Year (at start of ensemble)
	2	Month
	3	Day
	4	Hour
	5	Minute
	6	Second
	7	Hundredths of seconds
	8	ENSEMBLE NUMBER (or SEGMENT NUMBER for processed or averaged raw data)
	9	NUMBER OF <i>ENSEMBLES</i> IN SEGMENT (if averaging ON or processing data)
	10	PITCH - Average for this ensemble (degrees)
	11	ROLL - Average for this ensemble (degrees)
	12	<b>CORRECTED HEADING</b> - Average ADCP heading (corrected for one cycle error) + heading offset + magnetic variation
	13	ADCP TEMPERATURE - Average for this ensemble (° C)
2	1	<b>BOTTOM-TRACK VELOCITY</b> - GPS (GGA or VTG) Velocity (calculated from GGA String) Reference = GGA East(+)/West (-1)
	2	Reference = VTG - GPS (GGA or VTG) North(+)/South(-) Velocity
	3	- BT (up[+]/down[-]) Velocity
	4	- BT Error
	5	<b>GPS/DEPTH SOUNDER</b> - corrected bottom depth from depth sounder (m or ft) as set by user (negative value if DBT value is invalid)
	6	- GGA altitude (m or ft)

	7	- GGA $\Delta$ altitude (max - min, in m or ft)
	8	- GGA HDOP x 10 + # satellites/100 (negative value if invalid for ensemble)
	9	<b>DEPTH READING</b> - Beam 1 average for this ensemble (m or ft, as set by user)
	10	- Beam 2
	11	- Beam 3
	12	- Beam 4
3	1	<b>TOTAL ELAPSED DISTANCE</b> - Through this ensemble (from bottomtrack or GPS data; in m or ft)
	2	<b>TOTAL ELAPSED TIME</b> - Through this ensemble (in seconds)
	3	<b>TOTAL DISTANCED TRAVELED NORTH</b> (m or ft, as set by user)
	4	<b>TOTAL DISTANCED TRAVELED EAST</b> (m or ft, as set by user)
	5	<b>TOTAL DISTANCE MADE GOOD</b> - Through this ensemble (from bottomtrack or GPS data in m or ft)
4	1	<b>NAVIGATION DATA</b> -
	2	- Latitude (degrees and decimal degrees)
	3	- Longitude (degrees and decimal degrees)
	4	- invalid
	5	- Fixed value not used.
5	1	DISCHARGE VALUES
	2	- Middle part of profile (measured); m <sup>3</sup> /s or ft <sup>3</sup> /s
	3	- Top part of profile (estimated); m <sup>3</sup> /s or ft <sup>3</sup> /s
	4	- Bottom part of profile (estimated); m <sup>3</sup> /s or ft <sup>3</sup> /s
	5	- Start-shore discharge estimate; m <sup>3</sup> /s or ft <sup>3</sup> /s
	6	- Ending distance (boat to shore); m or ft
	7	- Ending distance (boat to shore); m or ft
	8	- Starting depth of middle layer (or ending depth of top layer); m or ft
	9	- Ending depth of middle layer (or starting depth of bottom layer); m or ft
6	1	NUMBER OF BINS TO FOLLOW
	2	MEASUREMENT UNIT - cm or ft
	3	<b>VELOCITY REFERENCE</b> - BT, GGA, VTG, or NONE for current velocity data rows 7-26 fields 2-7
	4	INTENSITY UNITS - dB or counts
	5	INTENSITY SCALE FACTOR - in dB/count
	6	SOUND ABSORPTION FACTOR - in dB/m

Luego se encuentran trece campos con la información medida por el ADCP en cada celda de profundidad o *bin*. Para valores de datos contaminados, WinRiver establece los siguientes valores: velocidad (-32768); Descarga (2147483647); Latitud / Longitud (30000).

Tabla 4. Datos medidos por el ADCP (Teledyne RD Instruments, 2008)

Fila	Campo	Descripción
7	1	DEPTH - Corresponds to depth of data for present bin (depth cell); includes ADCP depth and blanking value; in m or ft.
	2	VELOCITY MAGNITUDE
	3	VELOCITY DIRECTION
	4	EAST VELOCITY COMPONENT - East(+)/West(-)
	5	NORTH VELOCITY COMPONENT - North(+)/South(-)
	6	VERTICAL VELOCITY COMPONENT - Up(+)/Down(-)
	7	ERROR VELOCITY
	8	BACKSCATTER - Beam 1
	9	- Beam 2
	10	- Beam 3
	11	- Beam 4
	12	PERCENT-GOOD
	13	DISCHARGE

Al exportar el archivo de datos de WinRiver, se obtiene un archivo ASCII de las siguientes características:

```

13 12 3 16 38 8 74 44 1 -1.860 2.880 135.300 29.350
169.36 -52.15 -5.20 1.80 0.00 0.00 0.00 0.00 9.70 8.96 9.28 9.80
147.65 154.41 -50.80 116.68 127.26
30000.000000 30000.000000 -32768 -32768 0.0
920.8 130.2 110.4 -0.4 3.0 27.0 7.0 1.24 8.04
250 cm BT dB 0.42 0.064
1.24 108.73 358.55 -2.8 108.7 -17.0 -65.1 82.9 85.0 85.8 84.6 100 2.01
1.44 73.10 354.80 -6.6 72.8 -21.2 -62.8 90.9 91.3 93.4 91.3 100 1.32
1.64 80.58 22.52 30.9 74.4 -1.8 -40.8 92.2 91.8 94.3 91.3 100 1.57
1.84 115.26 9.51 19.1 113.7 -8.1 58.7 90.1 90.5 91.8 89.7 100 2.23
2.04 66.71 38.24 41.3 52.4 -10.1 82.7 88.4 90.1 91.8 88.4 100 1.22
2.24 93.89 15.05 24.4 90.7 1.4 16.4 87.8 90.8 92.0 89.5 100 1.83
2.44 133.94 18.83 43.2 126.8 -11.6 13.0 85.7 91.6 90.8 89.5 100 2.61
2.64 68.34 39.59 43.6 52.7 -10.5 63.1 86.5 89.8 90.3 88.2 100 1.23
2.84 101.69 30.02 50.9 88.1 17.8 -30.6 87.6 89.3 87.6 87.1 100 1.94
3.04 180.36 11.97 37.4 176.4 11.5 -11.8 86.1 89.4 88.2 86.9 100 3.51
3.24 115.34 43.86 79.9 83.2 -2.7 10.6 86.6 89.6 87.9 87.1 100 2.01
3.44 167.78 354.83 -15.1 167.1 5.1 35.2 87.6 89.2 89.2 86.7 100 3.03
3.64 111.97 358.96 -2.0 111.9 5.1 51.8 87.2 90.1 89.7 85.9 100 2.08
3.84 43.19 354.85 -3.9 43.0 1.5 42.3 87.2 90.1 87.6 86.7 100 0.78
4.04 109.19 347.88 -22.9 106.8 9.1 9.9 86.7 89.6 88.4 87.1 100 1.86
4.24 131.55 333.46 -58.8 117.7 -13.0 -46.5 86.2 89.1 88.7 86.2 100 1.86
4.44 72.70 333.66 -32.3 65.2 -21.4 -29.9 86.1 88.7 88.7 86.1 100 1.03
4.64 110.35 21.80 41.0 102.5 -13.4 -10.1 85.7 89.5 87.8 86.2 100 2.15
4.84 212.39 22.30 80.6 196.5 -18.1 2.5 86.6 89.5 87.4 86.6 100 4.13
5.04 118.14 8.18 16.8 116.9 -17.4 10.3 87.4 90.0 88.3 87.0 100 2.28
5.24 132.60 4.98 11.5 132.1 -18.6 48.0 87.8 89.9 87.8 86.6 100 2.53
5.44 120.11 320.60 -76.2 92.8 -25.9 -33.2 87.8 89.5 88.6 87.8 100 1.29
5.64 51.30 335.01 -21.7 46.5 -18.9 -2.8 87.7 90.7 88.6 88.6 100 0.74

```

Figura 18. Ejemplo de un archivo ASCII clásico

#### 4.4.2. Python

Para la solución numérica de la ecuación (7), se requiere de un paquete computacional que sea compatible con el archivo de datos ASCII generado por WinRiver. Debido a que cuenta con variedad de librerías de uso libre con aplicaciones científicas suficientes para las necesidades del presente trabajo y una fácil integración en muchas plataformas se seleccionó Python para el modelado, procesamiento e implementación del método.

Python resulta atractivo, debido a que es un lenguaje de programación desarrollado bajo una licencia de código abierto aprobada por OSI (*Open Source Initiative*), por lo que es de uso y distribución libre, cuya licencia es administrada por *Python Software Foundation*. En Python resulta posible importar gran cantidad de módulos de terceros, adicionales a su biblioteca estándar, lo que hace que se cuente con una abundancia de opciones en su implementación.

Python es reconocido por su potencia y rapidez respecto a C o Fortran, características que potencializan su desempeño y complementariamente resulta ser agradable y fácil de aprender, lo que lo convierte en una herramienta amigable para el programador. Como entorno de desarrollo interactivo de Python se utilizó Spyder (*Scientific Python Development Environment*) versión 3.1.2.

#### 4.5. Estimación del coeficiente de dispersión longitudinal mediante el uso de trazadores.

La estimación del coeficiente de dispersión longitudinal mediante el uso de trazadores consiste en inyectar en forma continua o instantánea una masa conocida del trazador (cloruro de sodio, fluoresceína, rodamina, entre otros), generalmente diluido previamente en líquido del cuerpo de agua y posteriormente medir la concentración en varios puntos aguas abajo de la descarga a intervalos regulares de tiempo. La medición debe realizarse a una distancia para la cual se garantice que se ha alcanzado una mezcla completa en la sección transversal y vertical.

Es recomendable al momento de elegir el trazador que éste no genere contaminación al cuerpo de agua y que se cuenten con los instrumentos adecuados para su medición, teniendo en cuenta el límite de detección de cada sustancia y de cada equipo. (La mayoría de los instrumentales detectan correctamente concentraciones mayores a 0,1 mg.m<sup>-3</sup>).

Para la selección del tramo donde se realizará el ensayo, se debe tener en cuenta que este debe ser preferiblemente recto, para así evitar los efectos de las curvas y con poca o ausente vegetación en las orillas para garantizar la continuidad del flujo.

La cantidad de trazador que se requiere para el ensayo depende de las características hidrodinámicas del río, por lo que se requieren datos de caudal y velocidad para estimarla.

Se deben definir los puntos y los intervalos de medición, los cuales dependerá de las características del flujo en el tramo a medir, de la concentración límite que puede ser detectada y del tiempo necesario para que haya un cambio notable en la concentración de trazador. (Díaz & García, 2015). Posteriormente se procede al cálculo de la concentración de trazador en las muestras tomadas.

Para la estimación del coeficiente a partir de trazadores se conoce el método de los momentos y el método de Parker.

Método de los momentos: el valor del coeficiente de dispersión se obtiene con la siguiente ecuación:

$$E = \frac{1}{2} v^2 \left[ \frac{VAR_{t_2}^2 + VAR_{t_1}^2}{(tm)_2 + (tm)_1} \right] \quad (28)$$

Donde:

$E$  = coeficiente de dispersión longitudinal

$v$  = velocidad entre los puntos teniendo la distancia y el tiempo

$tm$  = tiempo medio de cada curva (Concentración Vs Tiempo)

$VAR_t^2$  = varianza de cada curva (Concentración Vs Tiempo)

Metodo de Parker: Si se tiene la inyección y un punto de detección se puede utilizar la siguiente fórmula:

$$E = \frac{VAR_t^2 (v^2)}{2tm} \quad (29)$$

Díaz y García (2015), realizan un análisis de las desventajas del método de trazadores y establecen que a pesar de que esta técnica, si es realizada correctamente, permite obtener un valor preciso del coeficiente de dispersión, tiene las siguientes dificultades:

- Es difícil de ejecutar, ya que se debe asegurar la mezcla completa transversal y vertical en los puntos de medición (implica una gran cantidad de trazador), la toma correcta de la muestra, la medición adecuada de las concentraciones, entre otros.
- El resultado obtenido solo es válido para las condiciones de flujo existentes al momento de realizar el ensayo.
- Los estudios de trazadores requieren una gran inversión en planificación, personal y análisis posterior.

En el río Magdalena se conocen dos estudios de determinación del coeficiente de dispersión longitudinal mediante ensayo de trazadores, un a escala real y el otro mediante un modelo físico de laboratorio.

La investigación desarrollada por Quintero, Munárriz y Villazón de la Universidad Libre, en 2005 es titulado “Determinación de caudal, tiempos de tránsito, velocidad y coeficiente de dispersión en el río Bogotá, río Frío y en el río Magdalena utilizando técnicas nucleares”, el trazador utilizado corresponde a Bromo 82.

Se obtuvo un valor del coeficiente de dispersión longitudinal de  $E = 715.6 \text{ m}^2/\text{s}$ , para el tramo comprendido entre Nariño y Puerto Salgar, el cual es válido para el caudal medio entre ambas estaciones, que ascendía en el momento de las mediciones a  $1241 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Por otro lado, Galeano (2009), en su trabajo titulado “Técnicas de solución numérica de la ecuación de Difusión-Advección-Reacción para el estudio de dispersión de contaminantes”, utilizó el modelo físico del río Magdalena ubicado en el Laboratorio de Hidráulica de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional de Colombia. Dicho modelo físico representa el sector de Calamar a una escala de 1:300. En el cual se utilizó solución salina como trazador para la calibración de los coeficientes de dispersión longitudinal y transversal utilizados en un modelo numéricos con los valores de  $E_L = 0,002 \text{ m}^2/\text{s}$  y  $E_T = 0,0005 \text{ m}^2/\text{s}$ .

#### 4.6. Estimación del coeficiente de dispersión longitudinal mediante ecuaciones empíricas.

Rutherford (1994) afirma que las ecuaciones empíricas permiten una estimación rápida del coeficiente de dispersión longitudinal dentro de un determinado orden de magnitud, pero deben usarse en ríos de similares características a las que fueron calibradas.

A partir de 1950, la literatura reporta diversas ecuaciones empíricas desarrolladas por investigadores para la estimación del coeficiente de dispersión longitudinal ( $E$ ), entre ellas Elder en 1959, McQuivey y Keefer en 1974, Fischer en 1975, Liu en 1977, Iwasa y Aya en 1991, Koussis y Rodríguez-Mirasol 1998, Li en 1998, Seo y Cheong en 1998, Deng en 2001, Kashefipour y Falconer en 2002, Disley en 2010, entre otros. Algunos de estos modelos empíricos se presentan en la Tabla 5.

Tabla 5. Modelos empíricos para el coeficiente de dispersión longitudinal. (Sattar & Gharabaghi, 2015)

Investigador	Ecuación Empírica
Fischer (1975)	$\frac{E}{H_{med} u^*} = 0.011 \left( \frac{U}{u^*} \right)^2 \left( \frac{B}{H_{med}} \right)^2$
Liu (1977)	$\frac{E}{H_{med} u^*} = 0.18 \left( \frac{U}{u^*} \right)^{0.5} \left( \frac{B}{H_{med}} \right)^2$
Koussis y Rodríguez - Mirasol (1998)	$\frac{E}{H_{med} u^*} = 0.6 \left( \frac{B}{H_{med}} \right)^2$
Iwasa y Aya (1991)	$\frac{E}{H_{med} u^*} = 2 \left( \frac{B}{H_{med}} \right)^{1.5}$
Seo y Cheong (1998)	$\frac{E}{H_{med} u^*} = 5.195 \left( \frac{U}{u^*} \right)^{1.428} \left( \frac{B}{H_{med}} \right)^{0.62}$
Deng (2001)	$\frac{E}{H_{med} u^*} = 0.15 \left( \frac{1}{8 \left( 0.145 + \left( \frac{1}{35.20} \right) \left( \frac{B}{H_{med}} \right)^{1.38} \left( \frac{U}{u^*} \right) \right)} \right) \left( \frac{U}{u^*} \right)^2 \left( \frac{B}{H_{med}} \right)^{1.667}$

Investigador	Ecuación Empírica
Kasherfipour y Falconer (2002)	$\frac{E}{H_{med} u^*} = 10.612 \left( \frac{U}{u^*} \right)^2$
Rajeev y Dutta (2009)	$\frac{E}{H_{med} u^*} = 2 \left( \frac{U}{u^*} \right)^{1.25} \left( \frac{B}{H_{med}} \right)^{0.96}$
Etemad - Shahidi y Taghipour (2012)	$\frac{E}{H_{med} u^*} = 15.49 \left( \frac{U}{u^*} \right)^{0.11} \left( \frac{B}{H_{med}} \right)^{0.78} \text{ si } \frac{B}{H_{med}} \leq 30.6$
	$\frac{E}{H_{med} u^*} = 14.12 \left( \frac{U}{u^*} \right)^{0.85} \left( \frac{B}{H_{med}} \right)^{0.61} \text{ si } \frac{B}{H_{med}} > 30.6$
Sahay (2013)	$\frac{E}{H_{med} u^*} = 2 \left( \frac{U}{u^*} \right)^{1.37} \left( \frac{B}{H_{med}} \right)^{0.72} S_l^{1.52}$
Disley (2015)	$\frac{E}{H_{med} u^*} = 3.563 F_r^{-0.4117} \left( \frac{U}{u^*} \right)^{1.0132} \left( \frac{B}{H_{med}} \right)^{0.6776}$

A pesar de que estos modelos empíricos dependen de las mismas variables principales, los resultados de las estimaciones del coeficiente de dispersión longitudinal varían significativamente. Diversos estudios afirman que todos los modelos presentan dificultad para representar los datos reales, lo que conlleva a grandes errores en las estimaciones.

Para la mayoría de los casos, se puede concluir que las formulas empíricas presentan la siguiente formula general:

$$\frac{E}{H_{med} u^*} = a \left( \frac{U}{u^*} \right)^b \left( \frac{B}{H_{med}} \right)^c \quad (30)$$

Donde  $E$  es el coeficiente de dispersión longitudinal,  $H_{med}$  la profundidad media,  $u^*$  la velocidad de corte,  $U$  velocidad media de la sección y  $B$  ancho de la sección. Los coeficientes  $a$ ,  $b$  y  $c$  propuestos por diferentes autores para la solución de la ecuación (30) son presentados en la Tabla 6. En esta tabla se consolidan únicamente las ecuaciones seleccionadas para la estimación del coeficiente de dispersión longitudinal en el río Magdalena a partir de ecuaciones empíricas, teniendo especial consideración de las características hidrodinámicas del río y las condiciones establecidas por cada autor para la utilización de cada ecuación. Lo anterior, con el fin de realizar una posterior comparación con los resultados con las estimaciones del método de Fischer con datos de ADCP - ecuación (7).

Tabla 6. Valores de los parámetros  $a$ ,  $b$  y  $c$  de la ecuación (30) (Díaz & García, 2015)

Investigador	$a$	$b$	$c$	Rango $B/H_{med}$	Rango de pendiente	Rango de Fr	Adecuado para
Fischer	0.011	2	2	---	---	---	---
Liu	0.18	0.5	2	10 - 85	5.9E-06 - 1.3E-03	0.03-0.31	Ríos de baja pendiente y profundos Ríos anchos $B/H_{med} < 200$
Iwasa y Aya	2	0	1.5	1 - 200	---	---	Ríos anchos $B/H_{med} < 157$
Seo y Cheong	5.92	1.43	0.62	16-157	1.0E-05 - 3.5E-03	0.04-0.42	Ríos anchos $B/H_{med} < 157$
Koussin y Rodríguez - Mirasol	0.6	0	2	15-62	---	0.08-0.27	Ríos profundos

Se observa que las ecuaciones empíricas mostradas anteriormente, únicamente dependen de parámetros de carácter globales del cuerpo de agua, como lo es el ancho, la profundidad media, la velocidad media y la velocidad de corte; y no tienen en cuenta los patrones hidrodinámicos detallados de cada sección, lo que puede justificar su variabilidad y errores significativos en las estimaciones. Por lo que se recomienda utilizar un método que involucre en la estimación las características hidrodinámicas propias de cada zona.

#### 4.7. Estimación del coeficiente de dispersión longitudinal mediante el método de Fischer con datos de ADCP

A continuación, se realiza una definición de cada una de las variables que componen la integral de Fischer ecuación (7), metodología que permite la estimación del coeficiente de dispersión longitudinal a partir de una caracterización hidrodinámica detallada, objeto de estudio de este trabajo.

$$E = -\frac{1}{A} \int_0^B u'(y) h(y) \int_0^y \frac{1}{\varepsilon_t h(y)} \int_0^y u'(y) h(y) dy dy dy \quad (7)$$

Donde,  $E$  coeficiente de disposición longitudinal,  $A$  es área transversal,  $B$  es ancho del río,  $u'$  es la desviación de la velocidad media de la sección transversal,  $h(y)$  es el tirante del flujo en función de  $y$ ,  $y$  coordenada transversal al flujo y  $\varepsilon_t$  es coeficiente de mezclado transversal.



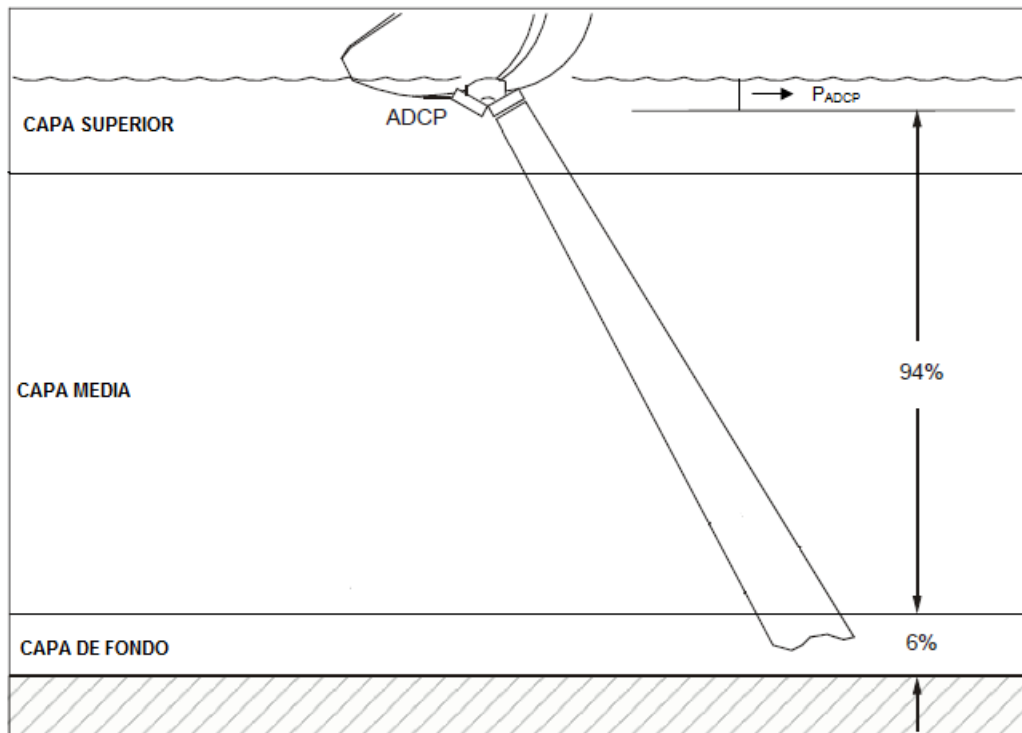


Figura 19. Estratificación de la sección para mediciones con ADCP (Teledyne RD Instruments, 2008)

- Área total de la sección [ $A \text{ (m}^2\text{)}$ ], equivalente a la relación entre el ancho y la profundidad de cada *ensemble* que compone la sección.  
Teniendo en cuenta que el equipo ADCP Río Grande opera bajo la estratificación especificada en la Figura 19, este reporta el valor de profundidad para cada capa. El valor de profundidad de la capa superior es constante para toda la sección, el valor de la capa media es variable para cada *ensemble* y el valor de la capa de fondo se calcula mediante ecuación propuesta por el manual de WinRiver. Para el cálculo de la profundidad total de cada *ensemble* se realizan las siguientes estimaciones.

La capa superior corresponde a un sector medido desde la superficie del agua donde el equipo ADCP Río Grande no puede realizar mediciones de velocidad. Esta profundidad ( $P_{CapaSuperior}$ ) es definida por el usuario en las configuraciones previas a la medición. Para las mediciones analizadas en el presente estudio, este valor es de 1.24 m en todos los casos.

La profundidad de la capa media ( $P_{CapaMedia}$ ) se obtiene de la diferencia entre la profundidad donde termina la capa media  $P_{TCM}$  y la profundidad donde esta inicia  $P_{ICM}$ , estos valores son reportados por WinRiver en el archivo de salida ASCII.

Para la estimación de la profundidad de la capa del fondo ( $P_{CapaFondo}$ ), se emplea la siguiente ecuación propuesta por el Manual de Usuario de WinRiver (Teledyne RD Instruments, 2008).

$$P_{CapaFondo} = P_{total} - P_{TCM} - P_b/2 \quad (31)$$

Donde  $P_{total}$  es la profundidad total, la cual se calcula mediante la siguiente ecuación:

$$P_{total} = P_{prom} + P_{ADCP} \quad (32)$$

Donde  $P_{prom}$  es la profundidad promedio de los cuatro haces o *beam* y  $P_{ADCP}$  es la profundidad de la cara del transductor del ADCP desde la superficie del agua (Figura 19). Finalmente  $P_b$  es el tamaño de la celda de profundidad (*bin*) (Figura 6).

La profundidad de cada *ensemble* está dada por la sumatoria de las profundidades de las capas.

$$P_{ensemble} = P_{CapaSuperior} + P_{CapaMedia} + P_{CapaFondo} \quad (33)$$

La profundidad de cada *ensemble* corresponde en la ecuación (7) a  $h(y)$ , es decir la profundidad en la progresiva  $y$ , siendo  $y$  la coordenada en la dirección lateral. (ver Figura 3).

El valor del ancho de cada *ensemble* es reportado en el archivo resumen de WinRiver.

- Ancho de la sección [ $B$  (m)], equivalente a la sumatoria del ancho de cada *ensemble*.
- Desviación de la velocidad respecto a la media (ver Figura 1) [ $u'(y)$  (m/s)]: Es la diferencia entre la velocidad longitudinal media en la vertical en la progresiva transversal [ $u(y)$ ] y la velocidad media global en la sección [ $U$ ].

$$u'(y) = u(y) - U \quad (10)$$

Donde  $u(y)$  es la velocidad longitudinal media en la vertical en la progresiva transversal, es decir, variación de velocidad entre las orillas.

Y  $U$  la velocidad media la cual puede obtenerse mediante la siguiente ecuación:

$$U = \frac{1}{h} \int_0^h u \, dy \quad (9)$$

- Coeficiente de dispersión transversal en la progresiva  $y$  [ $\varepsilon_t(y)$  ( $\text{m}^2/\text{s}$ )].

Considerando que no se tiene una ley claramente definida para la estimación del coeficiente de mezcla transversal, Fischer et al. (1979) propone la siguiente relación aproximada para corrientes naturales:

$$\varepsilon_t/h(y)u^* = 0.6 \pm 50\% \quad (34)$$

Por su parte, Smeithlov (1990) propone una ecuación empírica para la estimación del coeficiente de dispersión transversal en cada progresiva, la cual ha sido utilizada por Deng (2001) y Shen (2010):

$$\varepsilon_t(y) = \theta u^* h(y) \quad (35)$$

El coeficiente de aproximación  $\theta$ , se calcula mediante la siguiente ecuación:

$$\theta = \left[ 0.145 + \frac{1}{3520} \left( \frac{U}{u^*} \right) \left( \frac{B}{H_{med}} \right)^{1.38} \right] \quad (36)$$

El valor de  $\theta$  se encuentra entre, generalmente, 0,15 y 0,30 para tramos de ríos rectos, entre 0,30 y 0,90 para tramos con ligeras curvaturas, y entre 1 y 3 para tramos en curvas.

Donde  $u^*$  es la velocidad de corte media de la sección, al no contar con mediciones estacionarias de velocidad, la velocidad de corte se calcula mediante la siguiente ecuación:

$$u^* = \sqrt{gRS} \quad (37)$$

Donde  $g$  es la aceleración de la gravedad ( $\text{m/s}^2$ ),  $R$  es el radio hidráulico (m) el cual corresponde a la relación entre el área de la sección y el perímetro mojado, el perímetro es calculado mediante la aproximación de la sección a un polígono.  $S$  es la pendiente de la línea de energía.

$H_{med}$  es la profundidad media, dada por la siguiente ecuación:

$$H_{med} = \frac{1}{B} \int_0^B h(y) dy \quad (38)$$

Con el fin de estimar el valor de  $\theta$  a partir de los valores de hidrodinámica medidos por el ADCP para cada caso, se utilizó la ecuación (34) para su estimación y posteriormente la ecuación (35) propuesta por Smeithlov (1990) para la estimación del coeficiente de dispersión transversal  $\varepsilon_t(y)$  para cada progresiva  $y$ .

#### 4.7.1. Solución numérica del método de Fischer con datos de ADCP.

El primer objetivo fue leer el archivo ASCII en Python, teniendo control de los metadatos de cada una de las filas y campos que componen el archivo. El desarrollo del código fue orientado por objetos en el cual se definieron dos clases, una llamada “ADCP” donde se almacenan y manipulan los datos generales de la medición (ver Tabla 2), que corresponden en su mayoría a características de la configuración del ADCP. La segunda clase se llamó “Ensemble”, donde se trabajaron los datos de las Seguidamente se encuentra el conjunto de ensembles en la sección donde cada uno tiene un encabezado y los datos como se muestra a continuación.

Tabla 3 y Tabla 4, que corresponden a los datos medidos por el ADCP para cada uno de los *ensembles* de la sección.

Posteriormente se realizaron los cálculos detallados en la sección 4.5 mediante aproximaciones numéricas y como salidas del código se obtiene el área total de la sección [ $A$  ( $m^2$ )], el ancho de la sección [ $B$  (m)], la desviación de la velocidad respecto a la media [ $u'(y)$  (m/s)] en la progresiva  $y$ , la profundidad media [ $H_{med}$  (m)], el perímetro de la sección [ $P$  (m)], el radio hidráulico [ $R$  (m)], la velocidad de corte [ $u^*$  (m/s)], el coeficiente de aproximación  $\theta$ , el coeficiente de dispersión transversal [ $\varepsilon_t(y)$  ( $m^2/s$ )] en la progresiva  $y$ . Finalmente se resuelve la ecuación (7) mediante el método de integración numérica del trapecio, para estimar el valor del coeficiente de dispersión longitudinal [ $E$  ( $m^2/s$ )]. En todos estos procesos se utilizan las funciones incluidas en los paquetes Numpy y Scipy desarrollados para Python.

## 5. RESULTADOS

### 5.1. Secciones transversales de medición seleccionadas para este estudio.

Considerando que el método de Fischer tiene sus bases en las características hidrodinámicas de la sección, es altamente sensible a la calidad de los datos, los cuales provienen de campañas de medición con ADCP. Condición que se debe tener en cuenta al momento de seleccionar las secciones para las estimaciones del coeficiente.

Al no contar con mediciones de trazadores en las secciones de estudio, que permitan validar los valores del coeficiente de dispersión desde el punto de vista de orden de magnitud, se implementó como condición para el desarrollo del método de Fischer con datos de ADCP no realizar aproximaciones de los perfiles de velocidad y trabajar con los datos medidos que representen las condiciones reales de cada sección.

Por lo anterior se seleccionaron las secciones que presentaran menor cantidad de ausencia de información en el perfil de velocidad para garantizar la disminución de error en las estimaciones. Las secciones seleccionadas para cada área de estudio se presentan en las siguientes tablas.

#### 5.1.1. Localización de aforos

Tabla 7. Localización de las secciones de estudio en Calamar

CALAMAR					
Nº de Sección	Fecha de aforo	Coordenadas iniciales (metros)		Orilla inicial	Orilla final
		X	Y		
001	nov-13	908939.29	1625063.37	D	I
002		908449.49	1625218.58	I	D
003		908938.22	1625061.52	D	I
004	oct-13	908943.99	1625061.19	D	I

Tabla 8. Localización de las secciones de estudio en Plato

PLATO					
Nº de Sección	Fecha de aforo	Coordenadas iniciales (metros)		Orilla inicial	Orilla final
		X	Y		
001	ago-13	917547.67	1575464.02	I	D
002		920054.45	1570141.09	D	I
003		919655.96	1570336.58	I	D
004	mar-12	919659.54	1570327.65	---	---
005		919922.19	1573483.42	---	---

Tabla 9. Localización de las secciones de estudio en El Banco

EL BANCO					
Nº de Sección	Fecha de aforo	Coordenadas iniciales (metros)		Orilla inicial	Orilla final
		X	Y		
001	nov-13	1011467.41	1485388.76	I	D
002		1011224.85	1485689.81	D	I

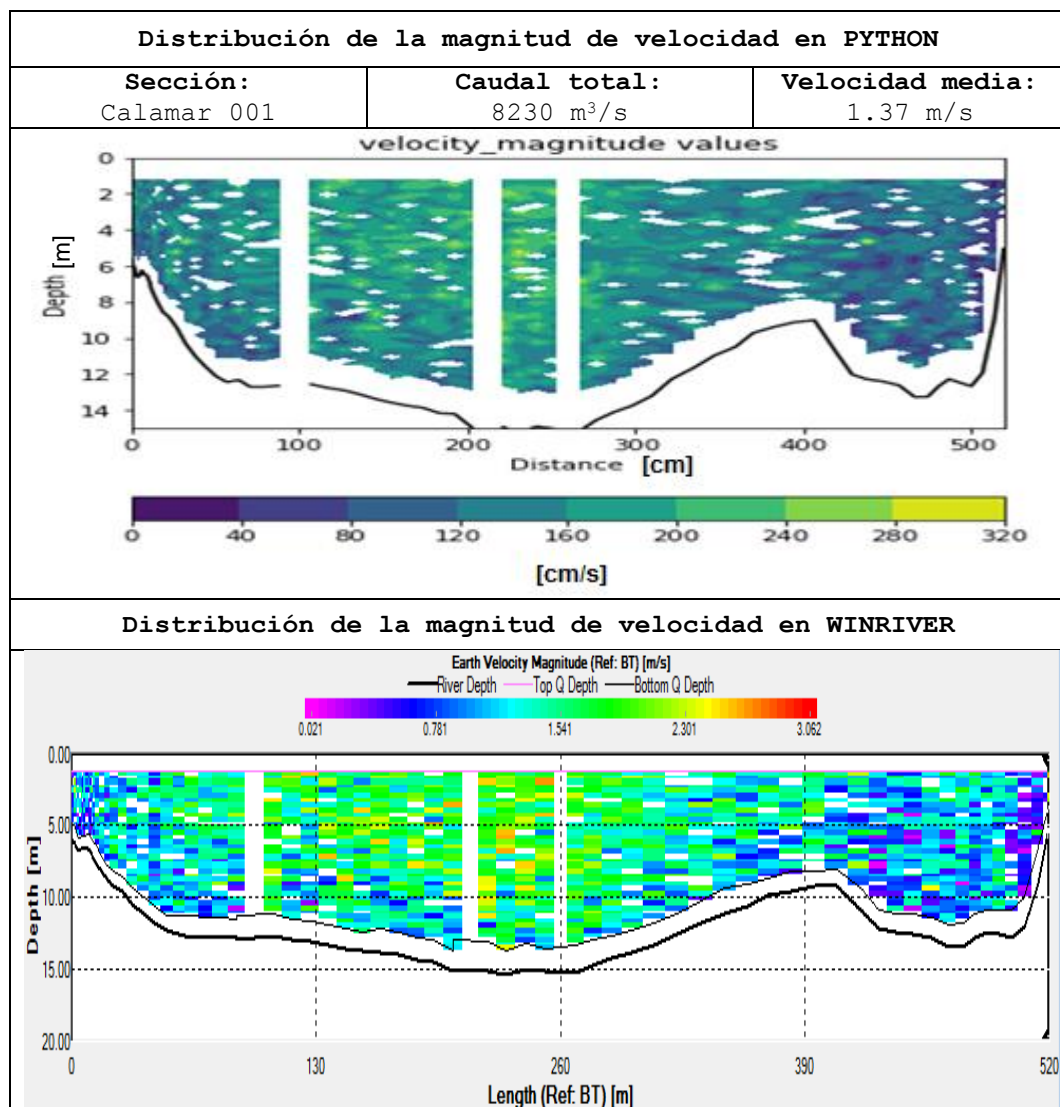
Tabla 10. Localización de las secciones de estudio en Regidor

REGIDOR					
Nº de Sección	Fecha de aforo	Coordenadas iniciales (metros)		Orilla inicial	Orilla final
		X	Y		
001	nov-13	1028315.02	1450222.24	I	D
002		1028660.29	1450077.01	D	I

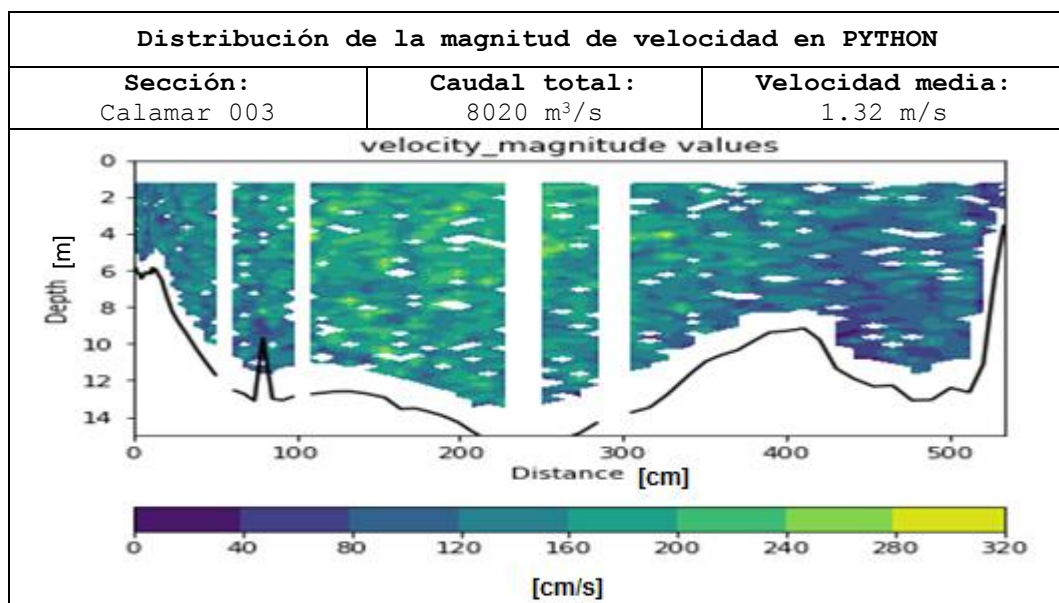
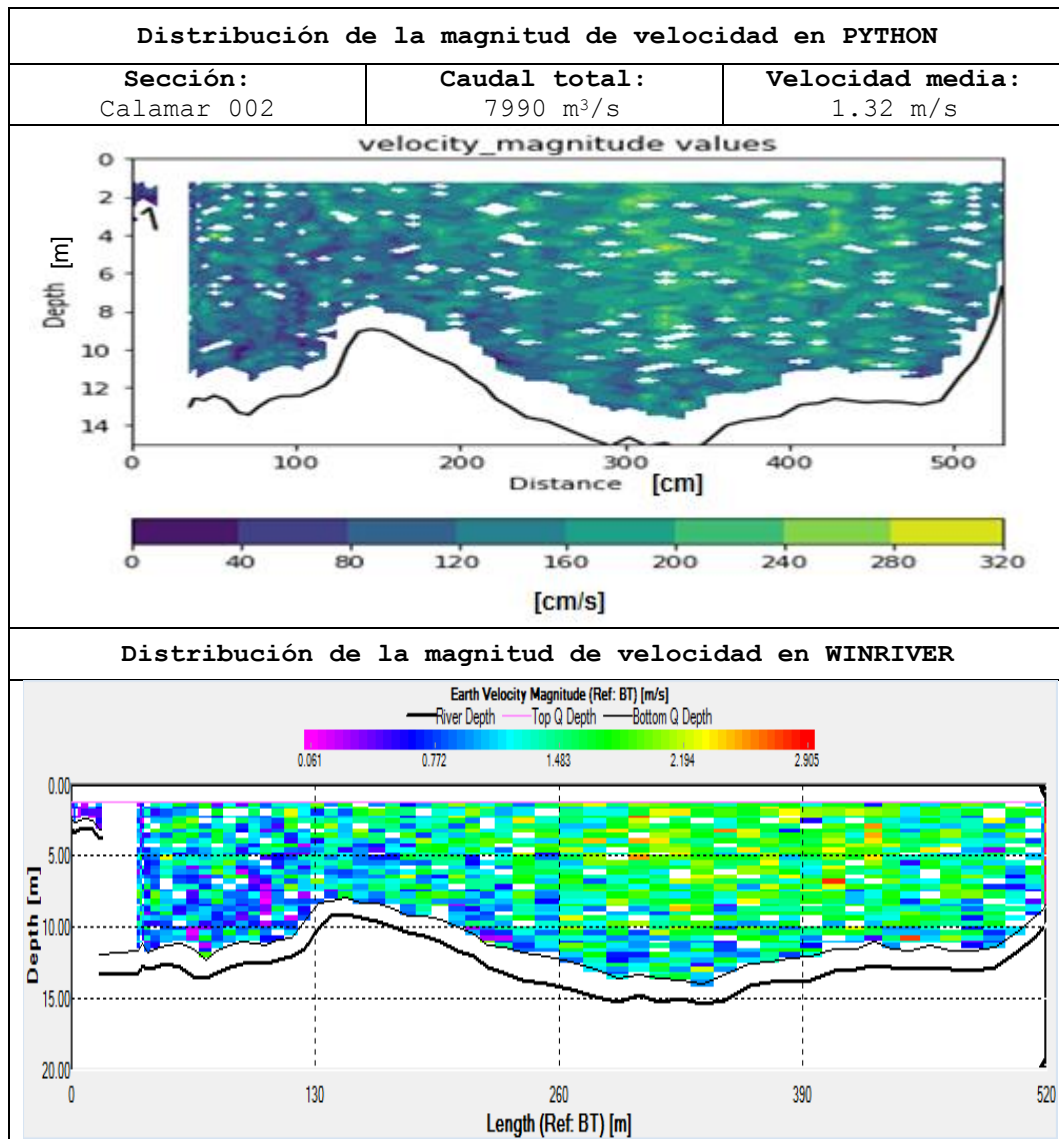
### 5.1.2. Perfiles de velocidad

Las velocidades en la sección de un río no están uniformemente distribuidas, debido a los efectos de la resistencia cortante del fluido en movimiento. Un perfil de velocidad se representa a través de isótacas (curvas de puntos de igual velocidad) a lo largo y ancho de la sección.

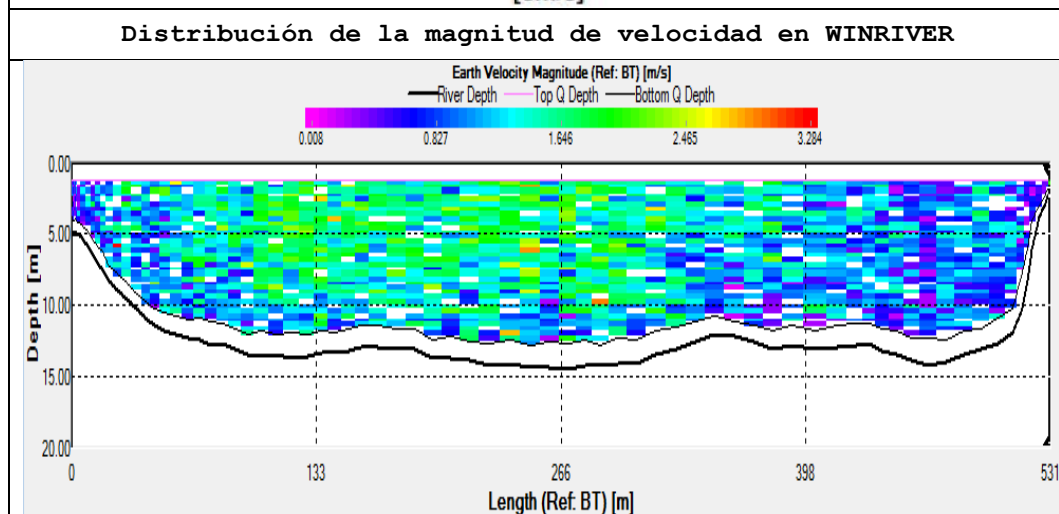
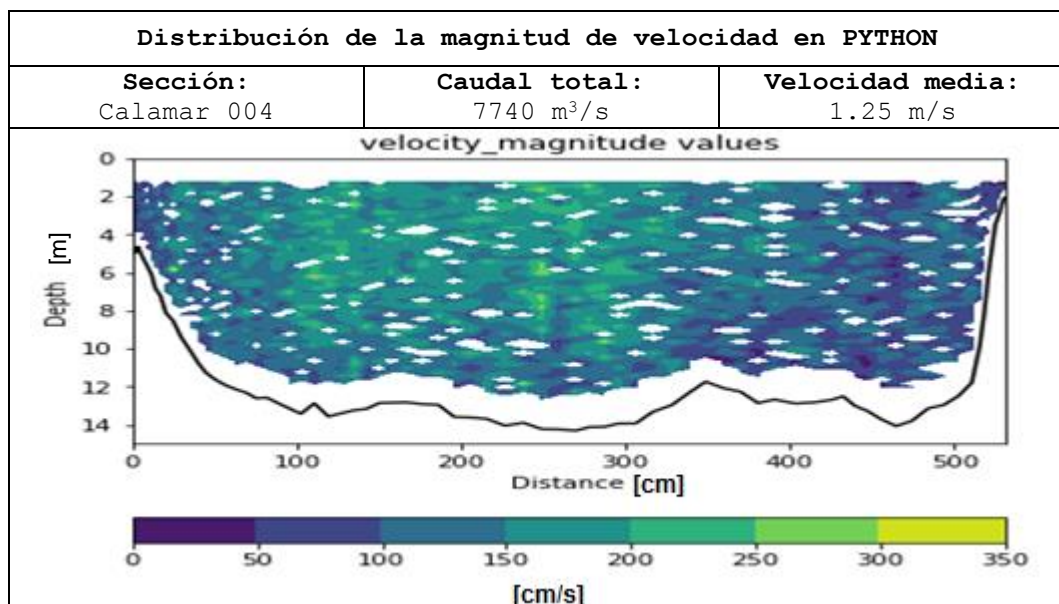
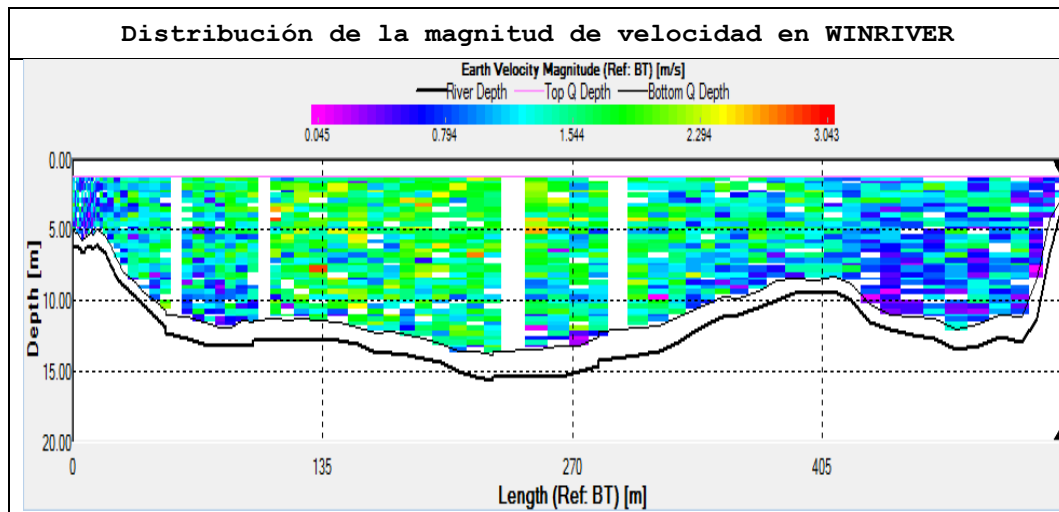
Los perfiles de velocidad precisos son cruciales cuando se usan los datos para estimación de parámetros, para fines de monitoreo y para simulación numérica. A continuación, se presentan los perfiles de velocidad de las secciones de estudio. Con el objetivo de validar la programación de método, se realiza un contraste entre los perfiles de velocidad generados por el software WinRiver y los generados por la programación realizada en Python. La escala de velocidad en los perfiles de Python corresponde a centímetros sobre segundos (cm/s) y en WinRiver está dada en metros sobre segundo (m/s).

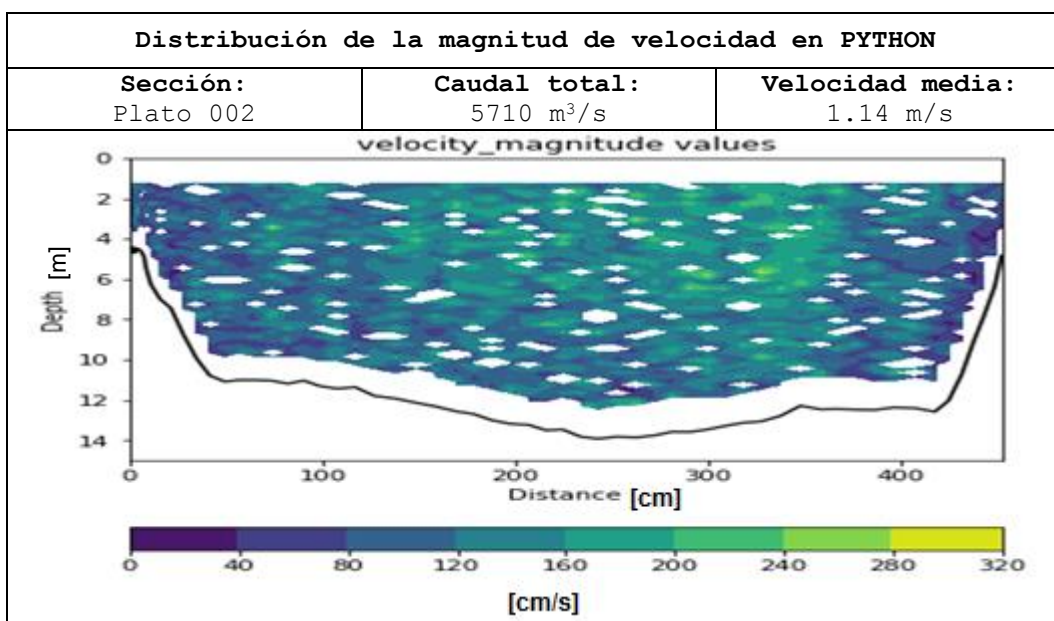
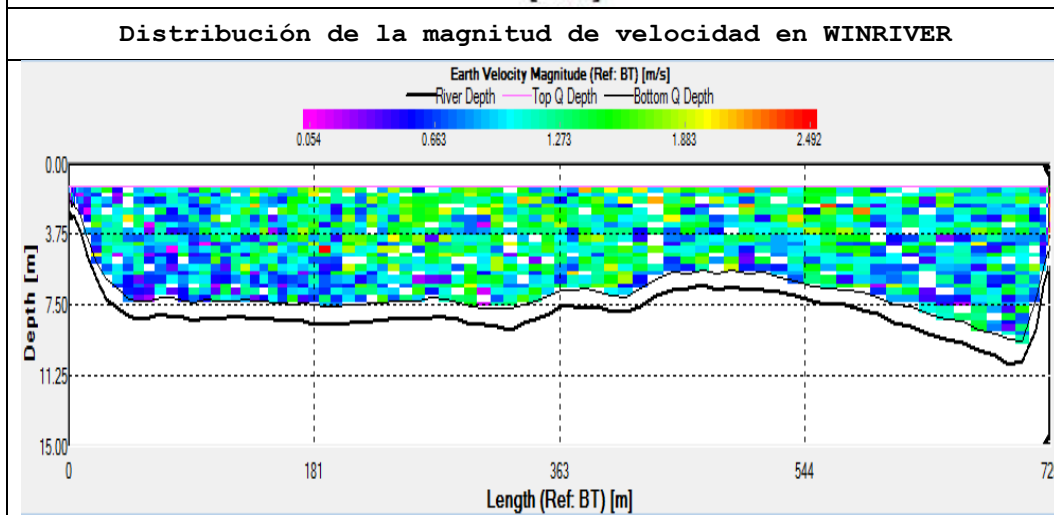
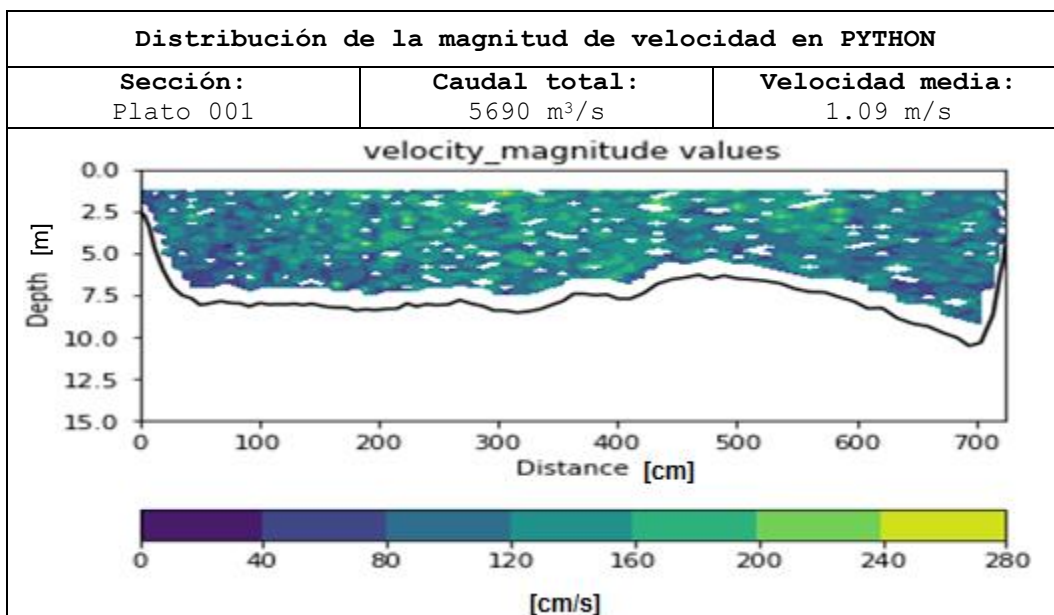


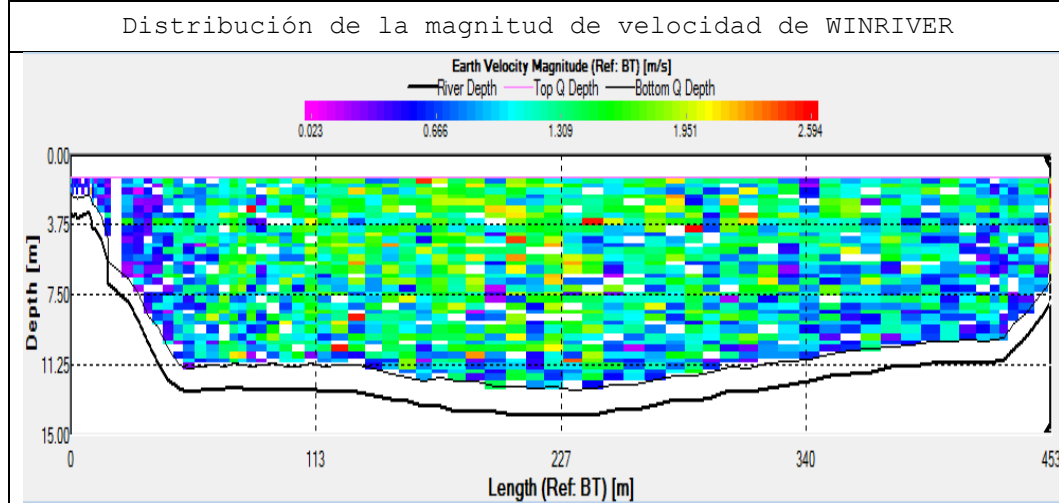
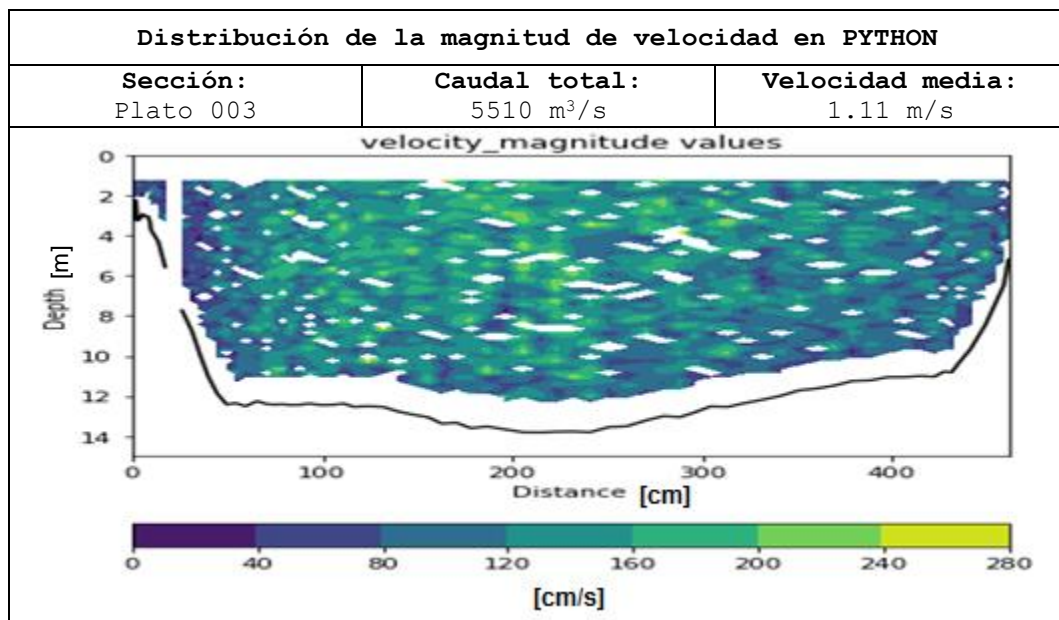
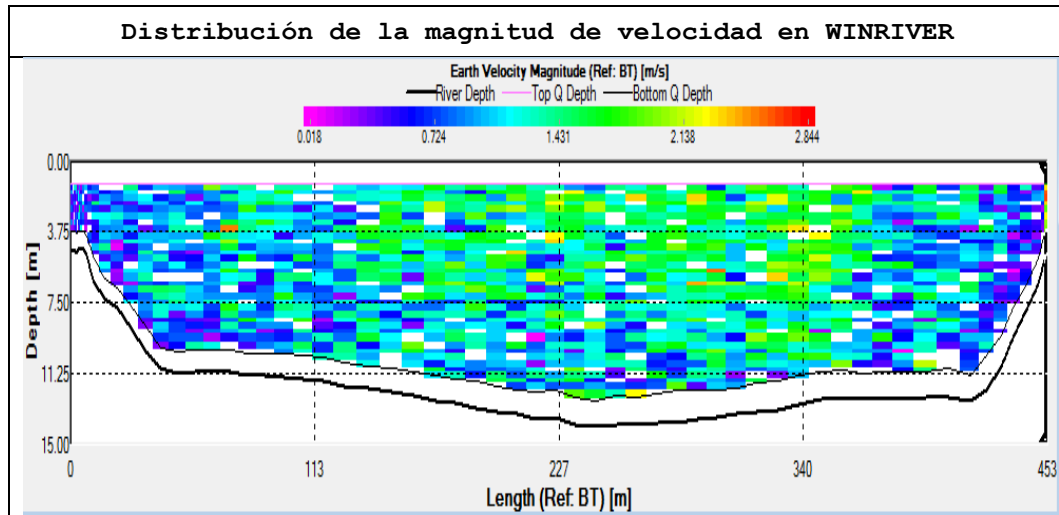


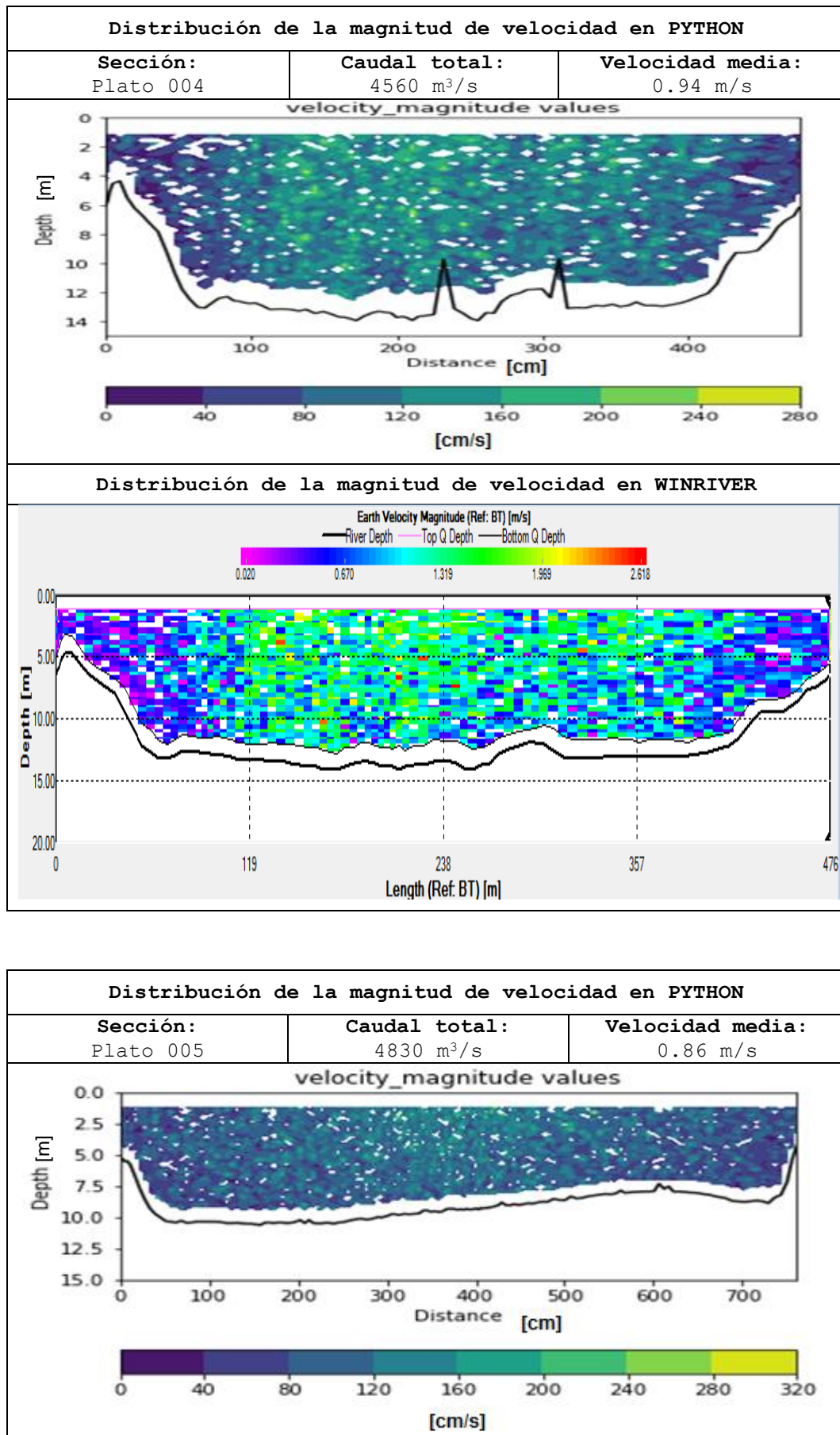


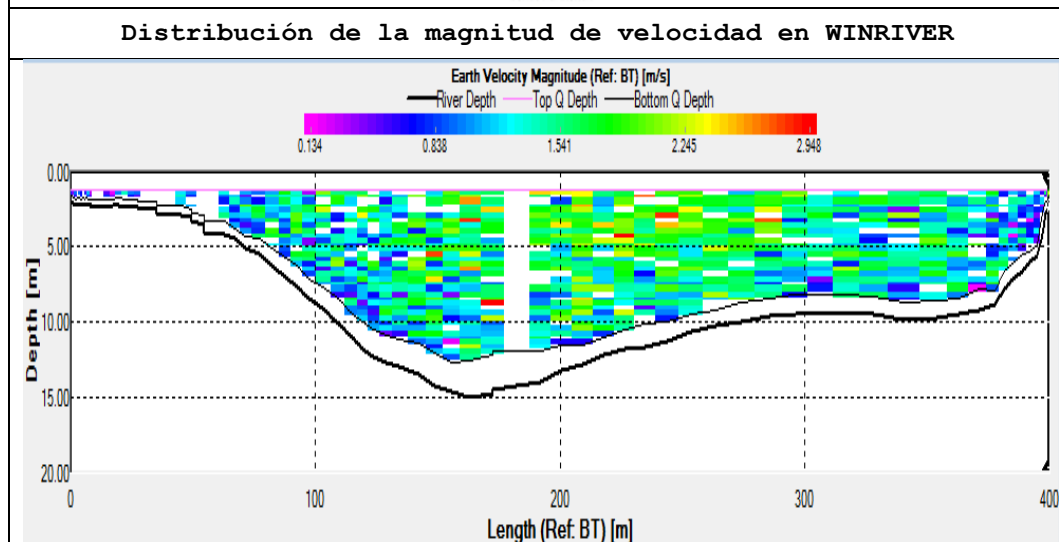
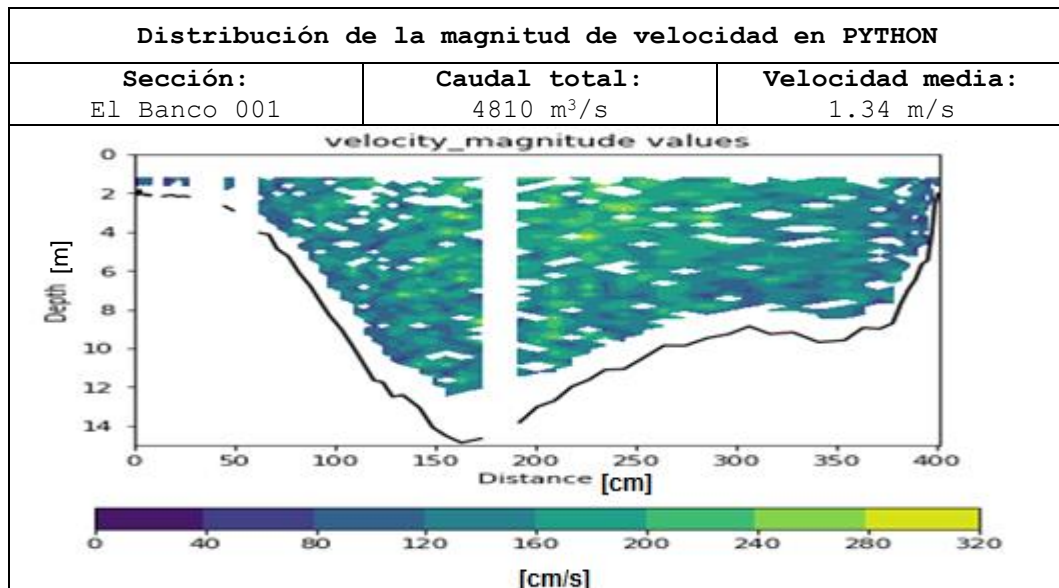
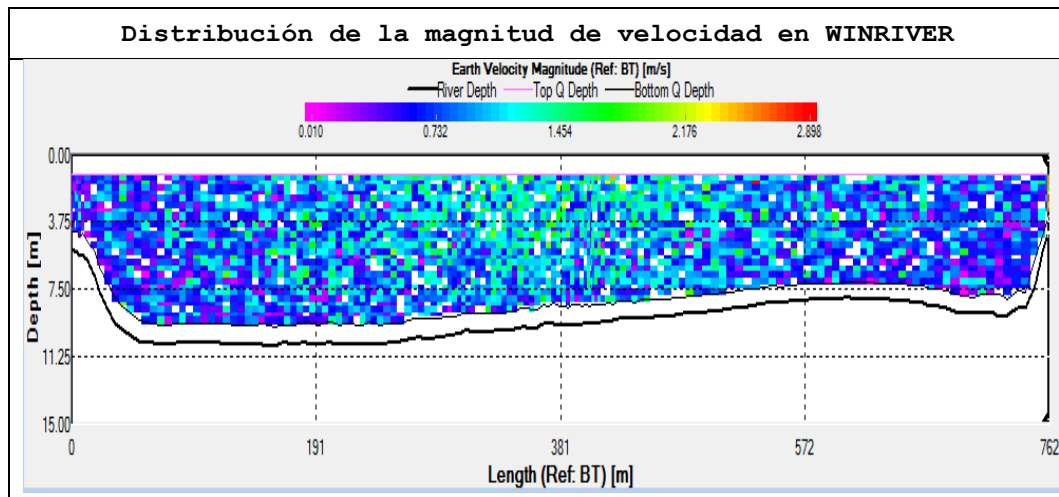




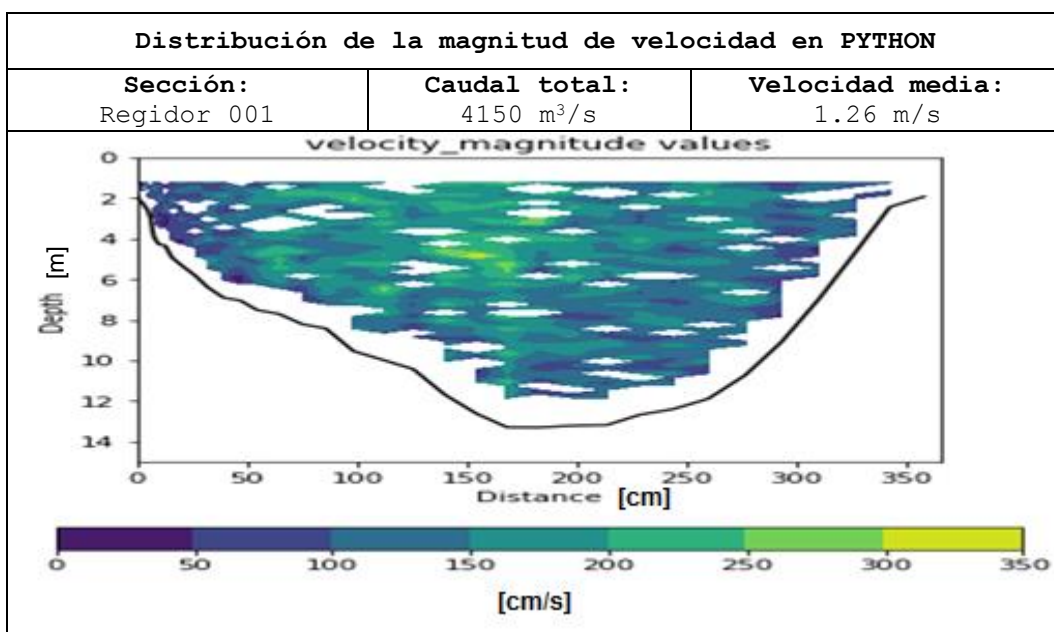
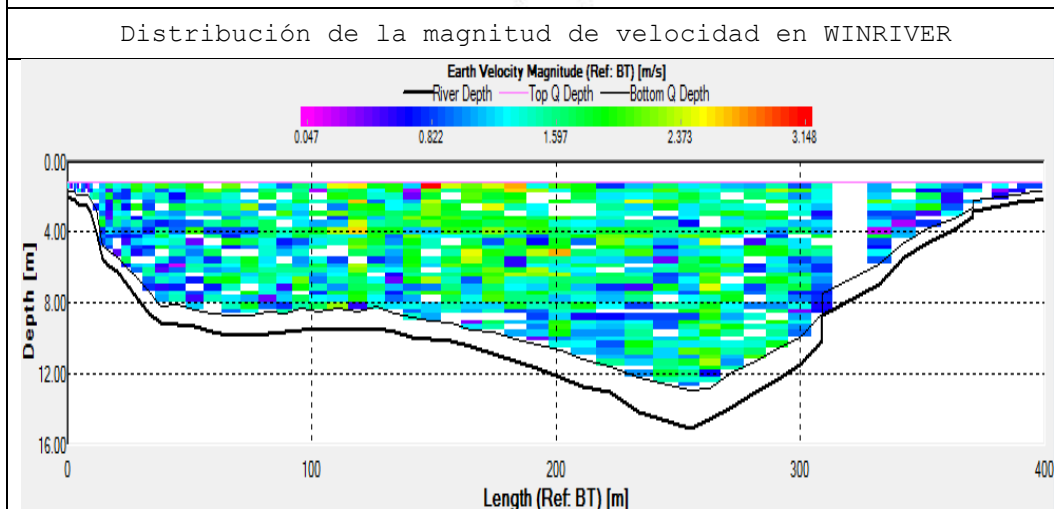
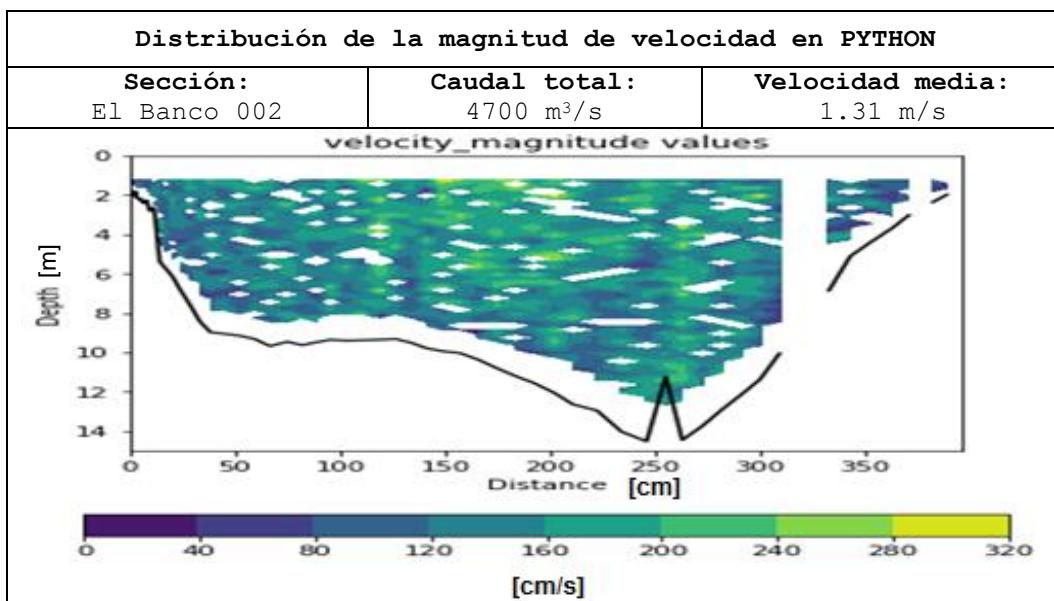


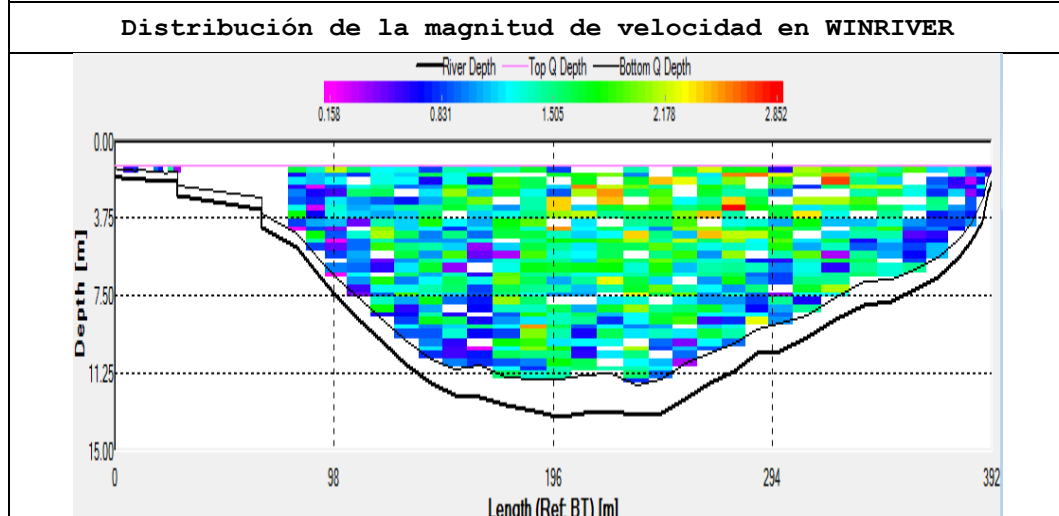
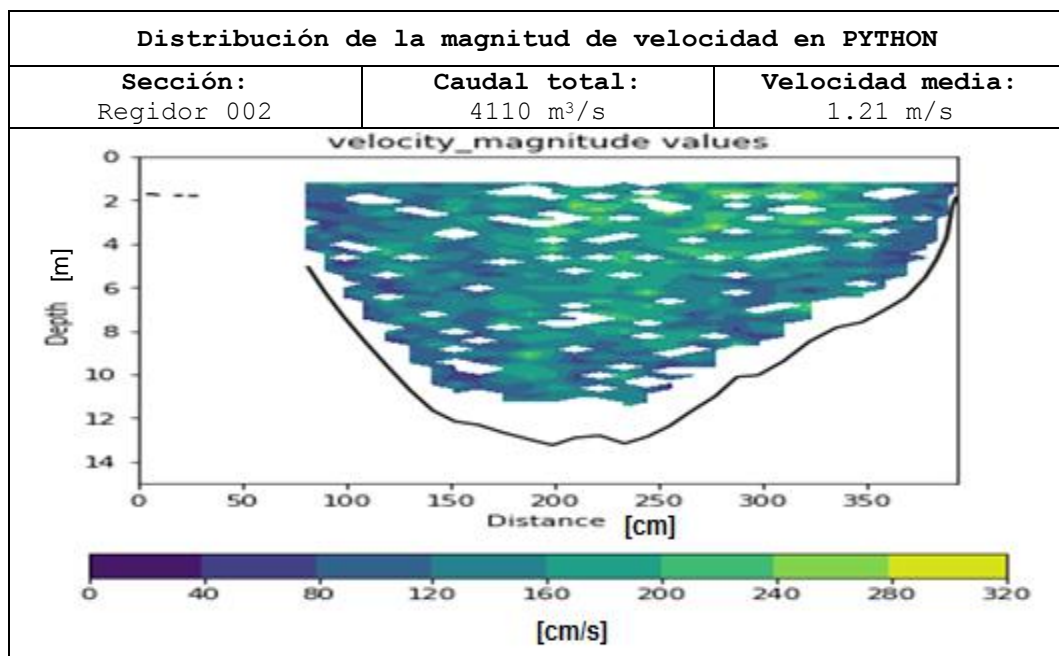
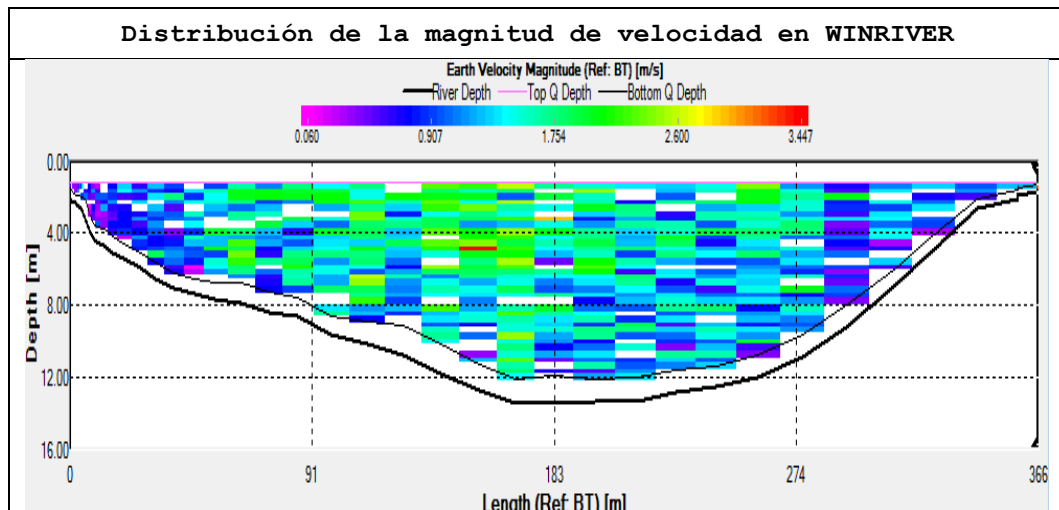












Los perfiles presentados en esta sección permiten validar que el modelo numérico realizado en Python identifica de manera acertada los datos de entrada para cada una de las secciones. Se observa que para los *ensembles* donde no fue posible realizar mediciones de velocidad, no se estimaron valores de profundidad de la capa media ni la capa de fondo, teniendo en cuenta que no se emplean en las estimaciones. Se presentan algunos errores en la estimación de la profundidad del fondo, debido a errores en los valores de profundidad medidos, los cuales se evidencian como picos inusuales en el perfil.

La Tabla 11 resume los parámetros hidráulicos globales de cada sección, estimados a partir de la información de campo medida con ADCP, de acuerdo con las estimaciones y formulaciones sustentadas en la sección 4.5 del presente estudio.

Tabla 11. Características hidrodinámicas globales de las secciones de estudio

Sección	B [m]	H <sub>med</sub> [m]	U [m/s]	u* [m/s]	A [m <sup>2</sup> ]	θ	Q [m <sup>3</sup> /s]
Calamar 001	519.23	12.31	1.35	0.97	6392.06	0.22	8230
Calamar 002	529.44	12.18	1.30	0.97	6445.99	0.22	7990
Calamar 003	533.39	12.17	1.29	0.96	6493.65	0.22	8020
Calamar 004	530.53	12.46	1.23	0.98	6611.31	0.21	7740
Plato 001	725.15	7.80	1.10	0.78	5655.80	0.35	5690
Plato 002	452.06	11.86	1.12	0.95	5361.23	0.20	5710
Plato 003	461.00	11.76	1.08	0.95	5421.11	0.20	5510
Plato 004	476.17	11.75	0.94	0.94	5596.24	0.19	4560
Plato 005	761.23	9.09	0.86	0.84	6922.55	0.28	4830
El Banco 001	400.28	9.03	1.32	0.84	3615.67	0.23	4810
El Banco 002	395.67	9.20	1.32	0.84	3640.08	0.22	4700
Regidor 001	365.66	9.04	1.22	0.85	3305.34	0.21	4150
Regidor 002	392.47	8.47	1.22	0.82	3325.74	0.23	4110

Las secciones más anchas se presentaron en Plato con un valor máximo de 761.23 m para la sección Plato 005, la zona donde la sección del río es más estrecha es en Regidor con un valor mínimo de 365.66 m. Los valores de profundidad media varían entre 7.80 m hasta 12.46 m, en la sección



Plato 001 y Calamar 004 respectivamente. El comportamiento de la velocidad media de la sección va desde 0.86 m/s hasta 1.37 m/s, correspondientes a Plato 006 y Calamar 001.

El coeficiente de determinación estimado mediante la ecuación (36), presenta un comportamiento poco variable para las diferentes secciones, con un valor medio de 0.23, el cual se encuentra dentro del intervalo sugerido para tramo recto que va desde 0.15 hasta 0.30, lo cual garantiza que se cumple la condición del método de Fischer con datos de ADCP.

## 5.2. Resultados de las ecuaciones empíricas para estimar el coeficiente de dispersión longitudinal.

A partir de los parámetros hidrodinámicas globales de las secciones de estudio consolidados en la Tabla 11, se estimaron los coeficientes de dispersión longitudinal a partir de las cinco ecuaciones empíricas detalladas en la Tabla 6.

Tabla 12. Estimaciones del coeficiente de dispersión longitudinal mediante ecuaciones empíricas

Sección	E (Fischer) [m <sup>2</sup> /s]	E (Liu) [m <sup>2</sup> /s]	E (Iwasa y Aya) [m <sup>2</sup> /s]	E (Seo y Cheong) [m <sup>2</sup> /s]	E (Koussis y Rodríguez) [m <sup>2</sup> /s]
Calamar 001	453.25	4512.88	6542.61	1155.23	12747.11
Calamar 002	446.22	4650.59	6741.97	1109.47	13337.67
Calamar 003	443.76	4690.99	6807.16	1097.89	13517.22
Calamar 004	382.88	4459.07	6779.61	1022.49	13270.65
Plato 001	1163.75	11250.6	10878.4	985.36	31468.00
Plato 002	250.93	3208.83	5319.21	808.78	9852.19
Plato 003	244.55	3294.68	5479.83	773.47	10293.07
Plato 004	196.93	3262.62	5718.80	643.80	10920.44
Plato 005	616.59	9738.09	11687.3	727.20	32078.85
El Banco 001	406.66	3351.41	4450.62	901.03	8888.16
El Banco 002	388.36	3230.04	4367.34	899.86	8592.42
Regidor 001	287.14	2705.40	3931.92	759.19	7502.31
Regidor 002	364.26	3261.46	4355.26	783.66	8891.96

En los resultados consignados en la Tabla 12, se puede apreciar que se presenta una marcada variabilidad de los valores de los coeficientes de

dispersión longitudinal estimados por las cinco ecuaciones empíricas para una misma sección, en todos los casos.

*Tabla 13. Relación entre el ancho y la profundidad media en las secciones*

ID	Calamar 001	Calamar 002	Calamar 003	Calamar 004	Plato 001	Plato 002	Plato 003	Plato 004	Plato 005	El Banco 001	El Banco 002	Regidor 001	Regidor 002
$B/H_{med}$	42.1	43.4	43.8	42.5	92.9	38.1	39.2	40.5	83.7	44.3	43.0	40.4	46.3

En la Tabla 13 se presentan los valores de la relación entre el ancho y la profundidad media  $[B/H_{med}]$  de cada sección, el cual corresponde a una de las condiciones de mayor relevancia establecida por los autores de las ecuaciones empíricas. Liu establece un intervalo de 10 – 85, Iwasa y Aya un rango de 1 – 200, para el caso de Seo y Cheong el rango es de 16 – 157 y finalmente para la ecuación propuesta por Koussin y Rodríguez – Mirasol se debe cumplir una relación entre 15 hasta 62. Condiciones que se cumplen para todos los casos.

Sin embargo, a partir de las estimaciones empíricas no es posible definir el orden de magnitud que tendría el coeficiente de dispersión para las zonas estudiadas. Lo que está de acuerdo con lo afirmado por Rutherford (1994), cuando expresa que los resultados obtenidos por las diferentes ecuaciones empíricas pueden diferir 10 o más veces para una misma sección, especialmente cuando se los aplica en ríos diferentes a los calibrados.

### **5.3. Resultados del método de Fischer con datos de ADCP para estimar el coeficiente de mezcla longitudinal con caracterización hidrodinámica detallada.**

Los resultados obtenidos del procesamiento numérico indican que los órdenes de magnitud y comportamiento de las variables sugieren una tendencia y funcionamiento apropiados de la metodología de Fischer para la estimación del coeficiente de dispersión en el río Magdalena.

#### **5.3.1. Desviación de la velocidad respecto a la media**

Fischer (1979), establece como uno de los parámetros fundamentales para la estimación del coeficiente de dispersión longitudinal es la desviación de

la velocidad respecto a la media [ $u'(y)$ ] (m/s), recordando que se obtiene de la diferencia entre la velocidad longitudinal media en la vertical en la progresiva transversal [ $u(y)$ ] y la velocidad media global en la sección [ $U$ ].

Muste (2003), apoya el uso de los perfiles de velocidad media para la estimación de coeficientes de dispersión longitudinal, en vez de velocidades instantáneas de ADCP, luego de comprobar que estas últimas incluyen errores acústicos y turbulencias a pequeña y/o gran escala.

Desde la Figura 20 hasta la Figura 26 se aprecia el comportamiento de  $u(y)$  y  $U$  para cada una de las secciones a través de la transversal.

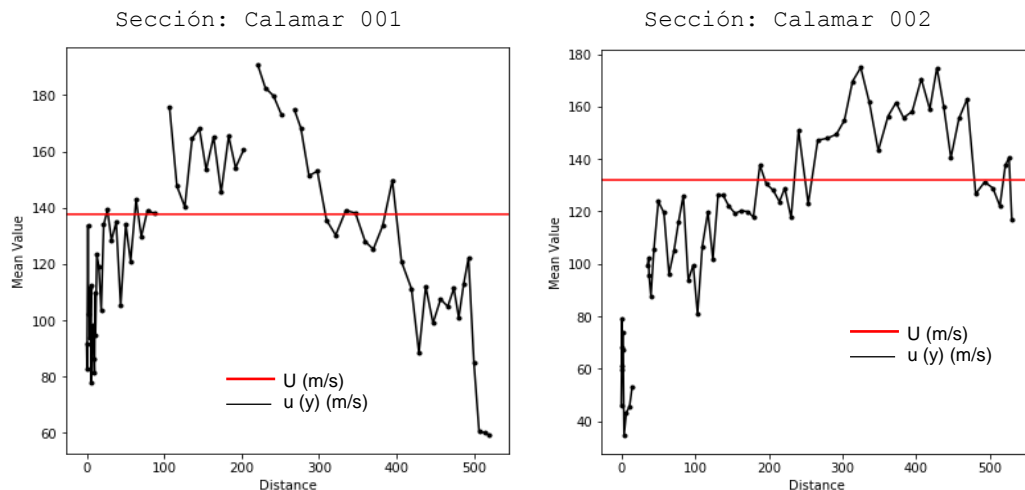


Figura 20. Velocidad longitudinal media en la vertical en la progresiva transversal [ $u(y)$ ] y la velocidad media global en la sección [ $U$ ]. Sección Calamar 001 (izquierda) y Calamar 002 (derecha).

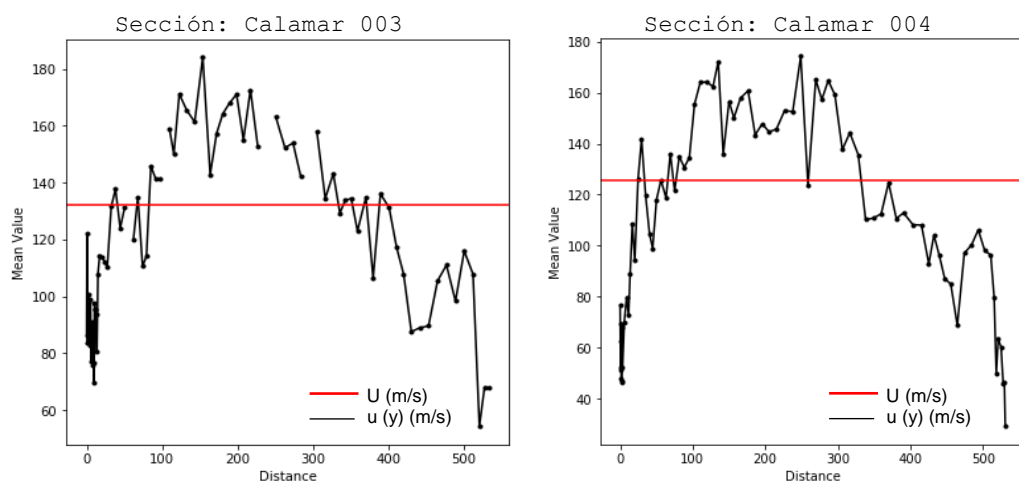


Figura 21. Velocidad longitudinal media en la vertical en la progresiva transversal [ $u(y)$ ] y la velocidad media global en la sección [ $U$ ]. Sección Calamar 003 (izquierda) y Calamar 004 (derecha).

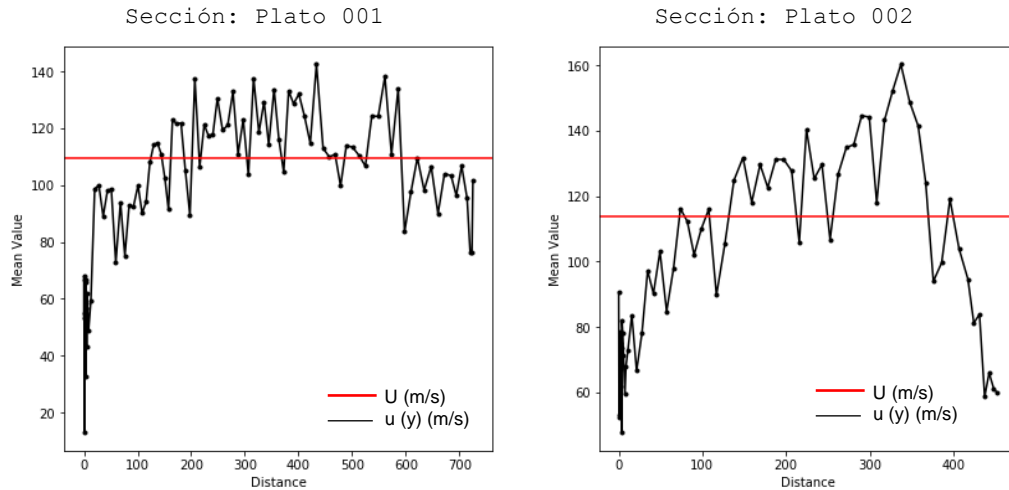


Figura 22. Velocidad longitudinal media en la vertical en la progresiva transversal  $[u(y)]$  y la velocidad media global en la sección  $[U]$ . Sección Plato 001 (izquierda) y Plato 002 (derecha).

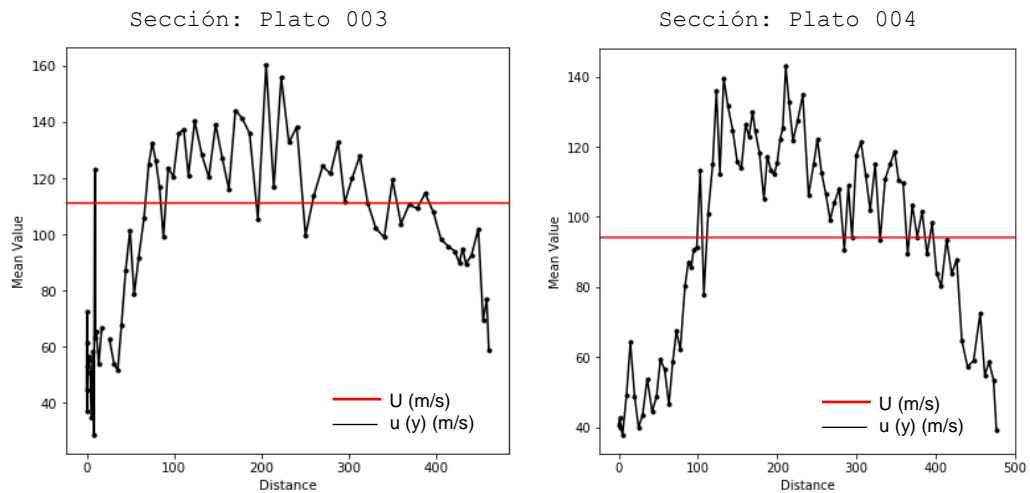


Figura 23. Velocidad longitudinal media en la vertical en la progresiva transversal  $[u(y)]$  y la velocidad media global en la sección  $[U]$ . Sección Plato 003 (izquierda) y Plato 004 (derecha).

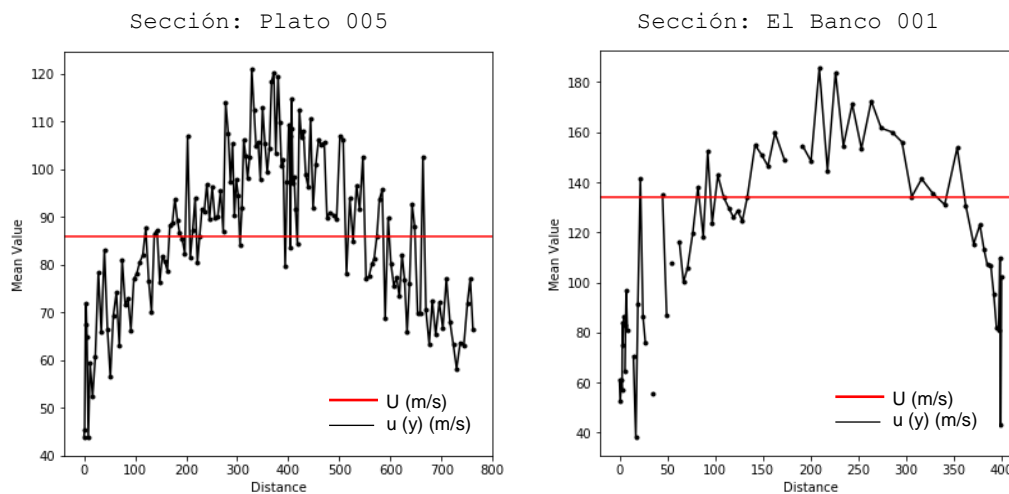


Figura 24. Velocidad longitudinal media en la vertical en la progresiva transversal  $[u(y)]$  y la velocidad media global en la sección  $[U]$ . Sección Plato 005 (izquierda) y El Banco 001 (derecha).

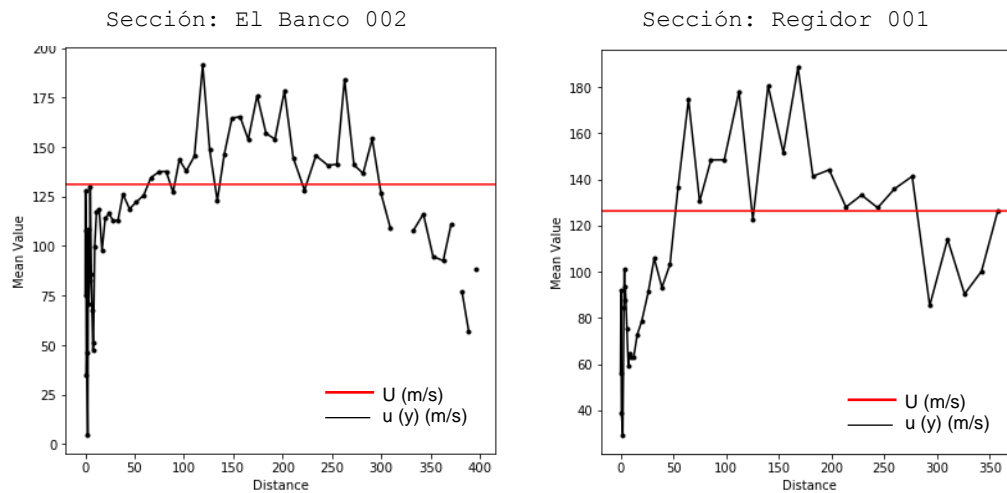


Figura 25. Velocidad longitudinal media en la vertical en la progresiva transversal  $[u(y)]$  y la velocidad media global en la sección  $[U]$ . Sección El Banco 002 (izquierda) y Regidor 001 (derecha).

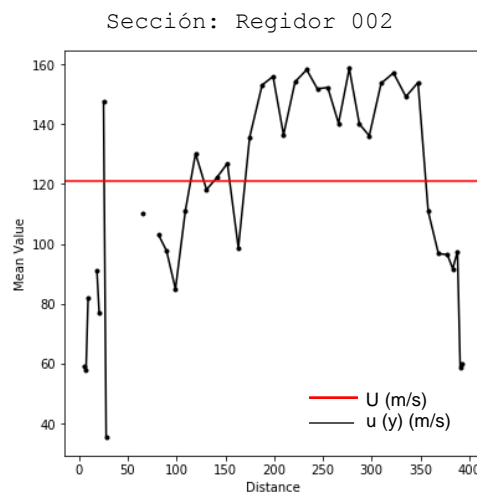


Figura 26. Velocidad longitudinal media en la vertical en la progresiva transversal  $[u(y)]$  y la velocidad media global en la sección  $[U]$ . Sección Regidor 002.

Los perfiles que se observan responden a la existencia de mayores valores de magnitud de velocidad hacia el centro de la sección y valores menores cerca de los bordes (orillas) debido a los efectos de la resistencia cortante del fluido en movimiento, generando la no uniformidad del perfil de velocidades transversales en la sección, condición propicia para que se genere la dispersión longitudinal de un contaminante en la dirección del flujo.

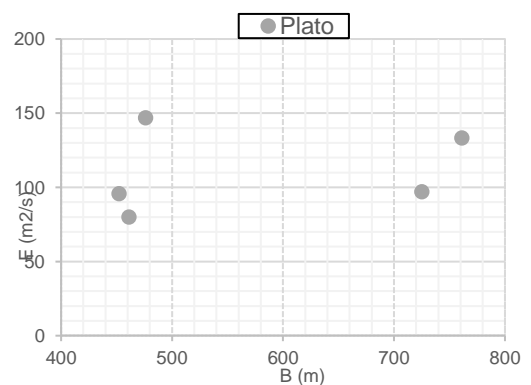
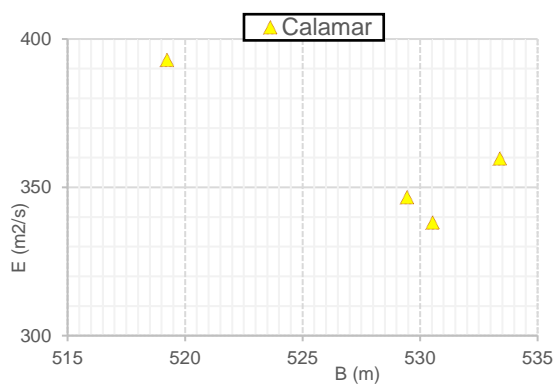
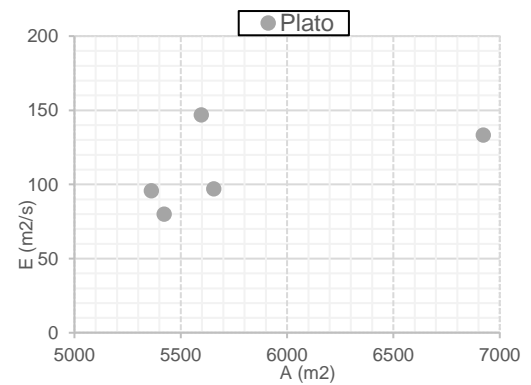
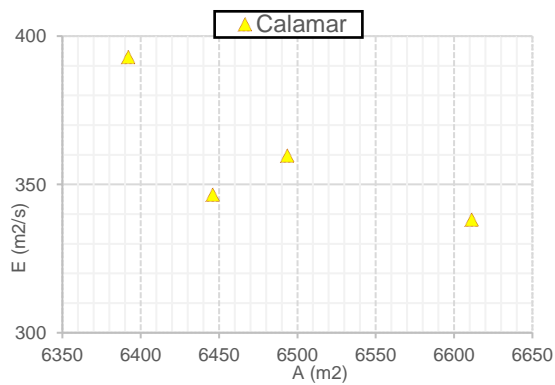
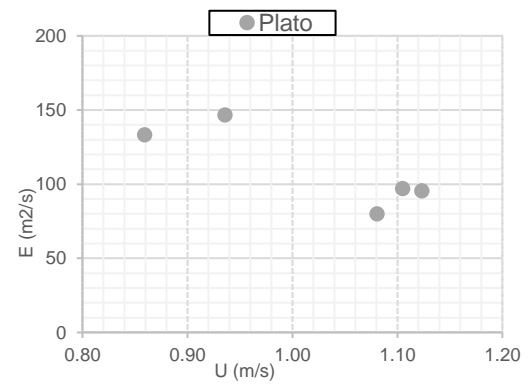
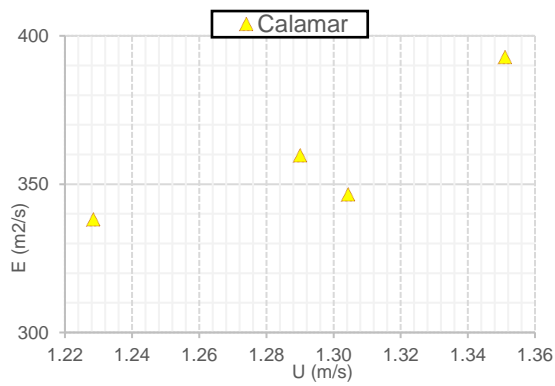
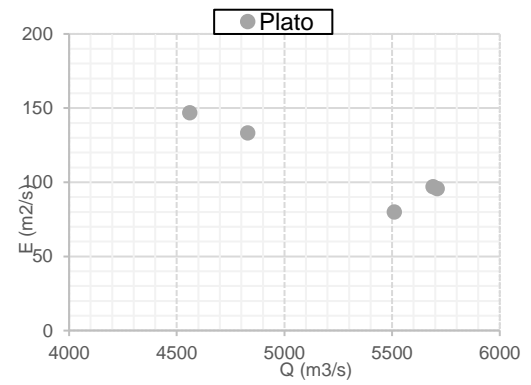
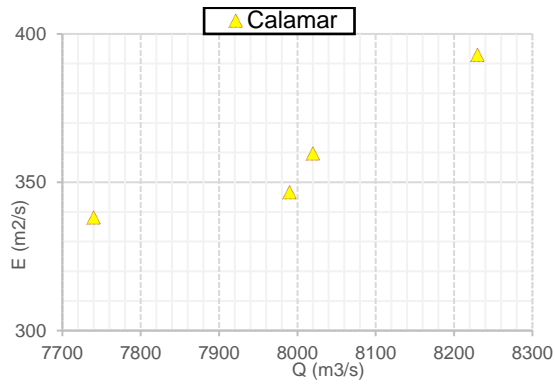
Al estimar los valores de velocidad longitudinal media en la vertical a partir de los valores medidos, se tiene la ventaja que no se utilizan valores supuestos si no que las estimaciones se basan en valores reales, pero la desventaja que los perfiles en ocasiones no son suaves y puede existir la presencia de picos como se puede observar en algunos casos mostrados anteriormente.

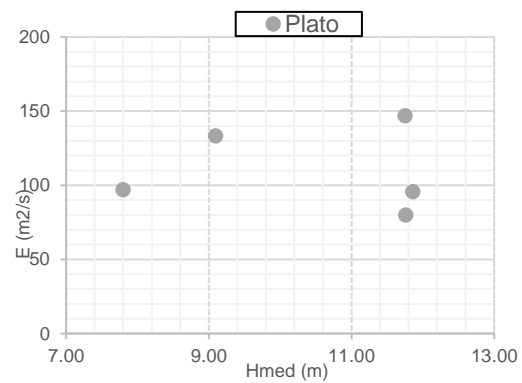
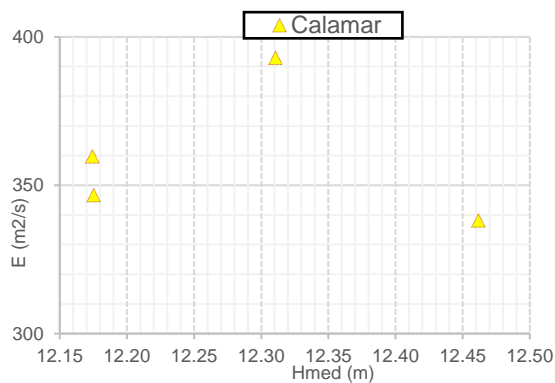
### 5.3.2. Coeficiente de dispersión longitudinal estimado por el método de Fischer con datos de ADCP.

Luego de la recopilación de información, procesamiento de datos, selección de área de estudio, acople de la información en Python, consideraciones generales y procesamiento numérico, se logró la estimación del coeficiente de dispersión longitudinal para cuatro puntos en el río Magdalena a través del método de Fischer con datos de ADCP y los resultados obtenidos se presentan en la Tabla 14.

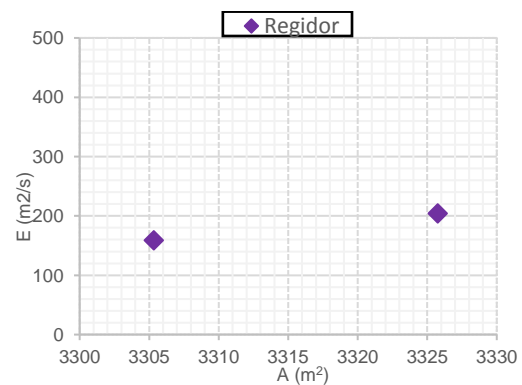
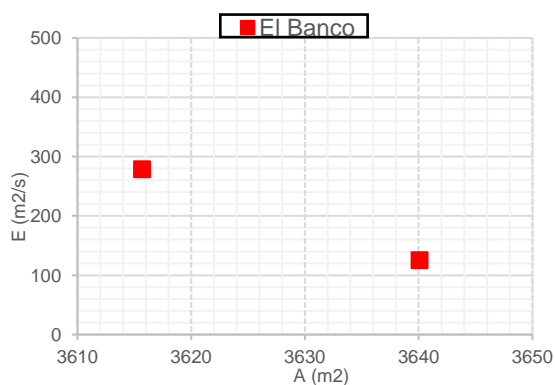
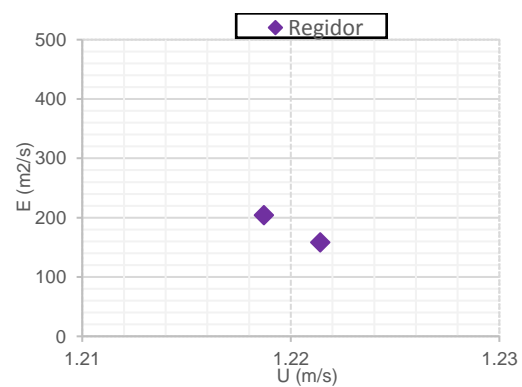
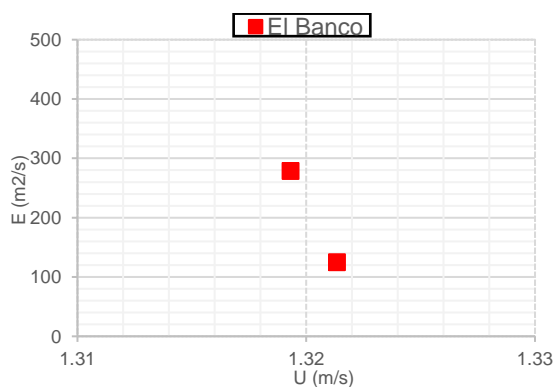
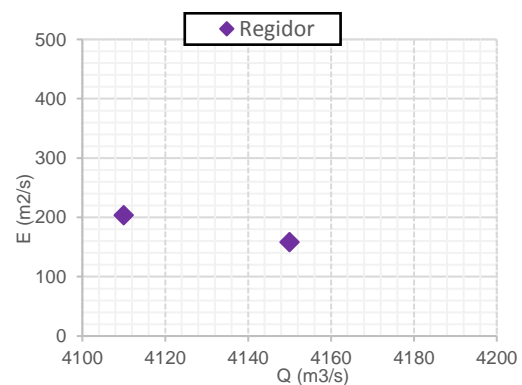
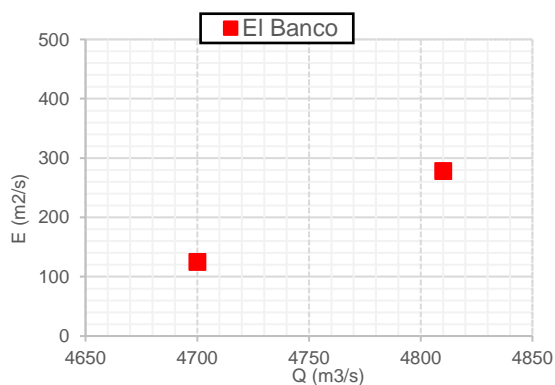
*Tabla 14. Estimaciones del coeficiente de dispersión longitudinal mediante el método de Fischer, a partir de una caracterización hidrodinámica detallada.*

Sección	Fecha de medición	Q [m <sup>3</sup> /s]	E (Método de Fischer con datos de ADCP - Ec.7) [m <sup>2</sup> /s]
Calamar 001	Nov/2013	8230	392.94
Calamar 002		7990	346.63
Calamar 003		8020	359.74
Calamar 004	Oct/2013	7740	338.15
Plato 001	Ago/2013	5690	97.06
Plato 002		5710	95.71
Plato 003		5510	79.99
Plato 004	Mar/2012	4560	146.83
Plato 005		4830	133.32
El Banco 001	Nov/2013	4810	278.38
El Banco 002		4700	124.96
Regidor 001	Nov/2013	4150	158.51
Regidor 002		4110	203.95





*Figura 27. Variación del coeficiente de dispersión longitudinal ( $E$ ) con respecto al caudal, velocidad media, área, ancho de sección, profundidad media. Secciones en Calamar (izquierda), secciones en Plato (derecha)*





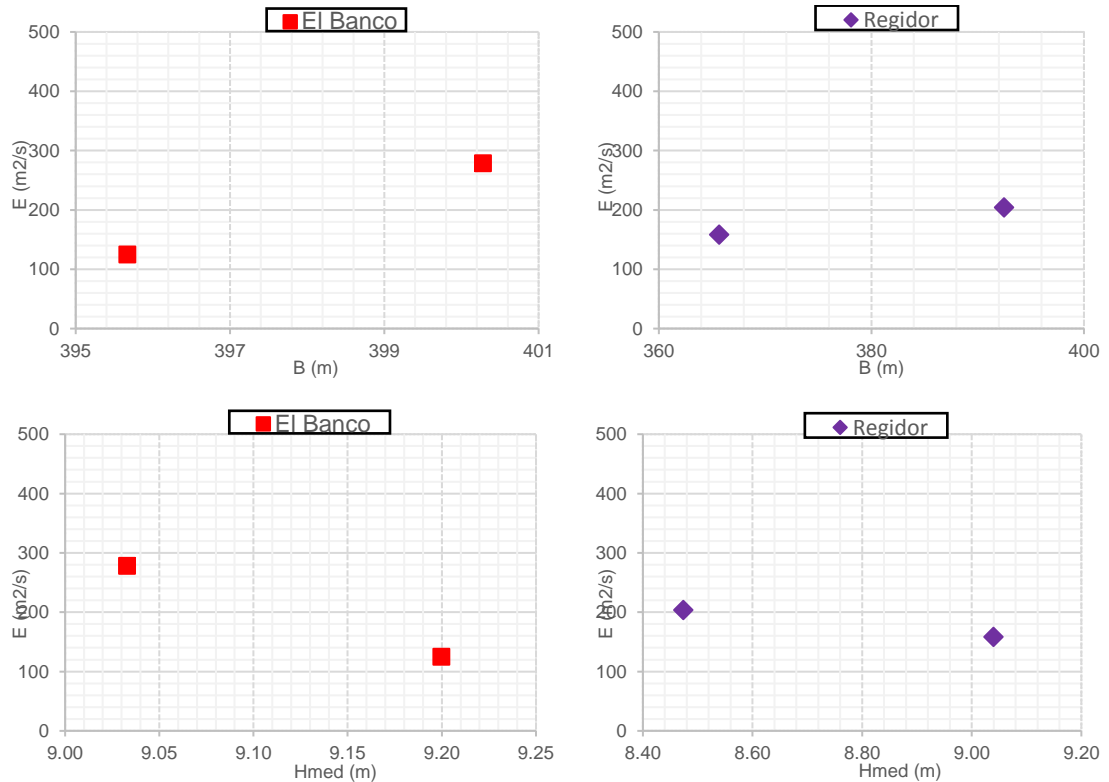


Figura 28. Variación del coeficiente de dispersión longitudinal ( $E$ ) con respecto al caudal, velocidad media, área, ancho de sección, profundidad media. Secciones en El Banco (izquierda), secciones en Regidor (derecha)

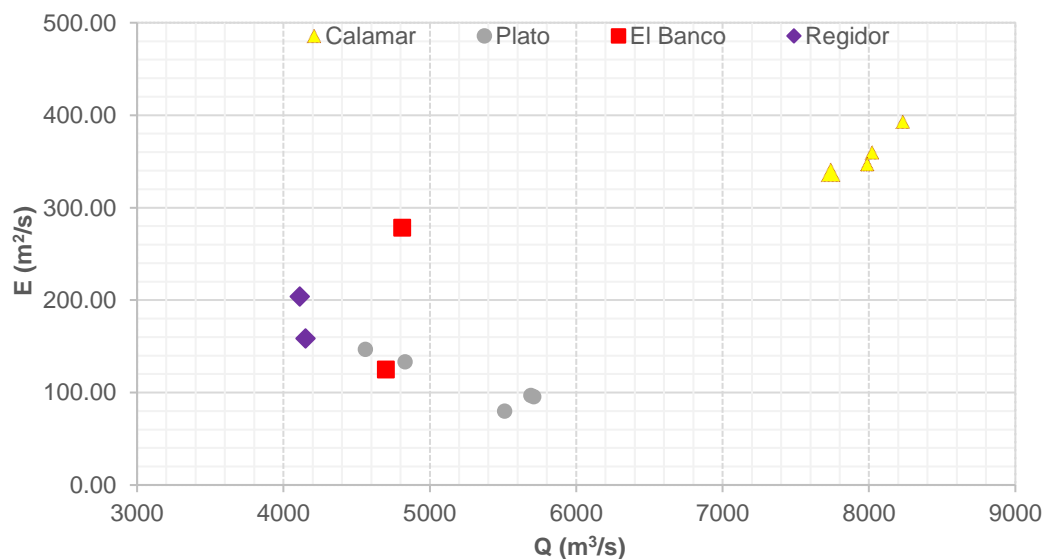
En la Figura 27 y la Figura 28 se presenta el comportamiento del coeficiente de dispersión estimado mediante el método de Fischer con datos de ADCP, que depende de datos de una caracterización hidrodinámica detallada, en función del caudal de cada sección. En la sección de Calamar se observa que el coeficiente aumenta con respecto al caudal. Caso contrario ocurre en la sección de Plato, donde el coeficiente decrece ante el aumento del caudal hasta cierto valor y luego crecen nuevamente. La variación para las secciones de El Banco y Regidor son opuestas, para el primer caso el coeficiente es directamente proporcional al caudal y para el segundo caso, el coeficiente decrece cuando el caudal aumenta.

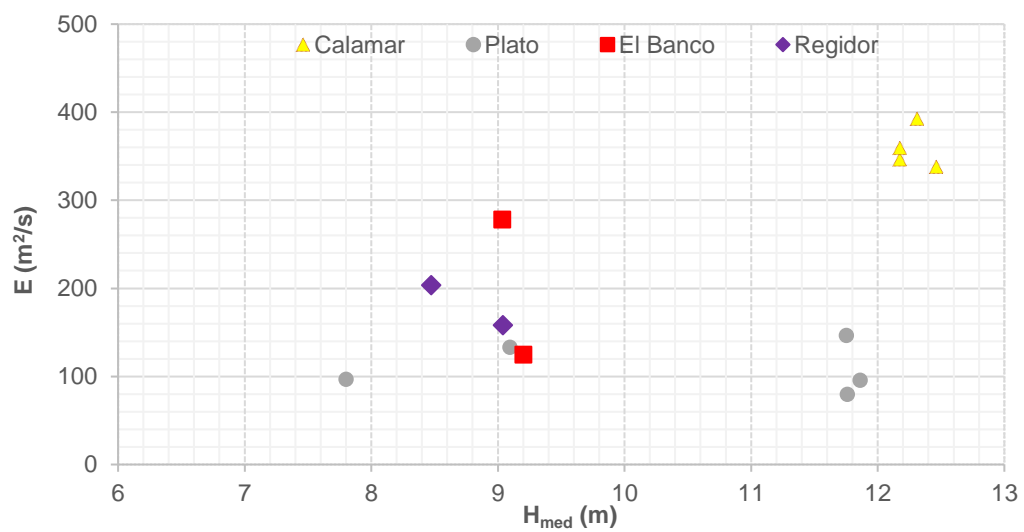
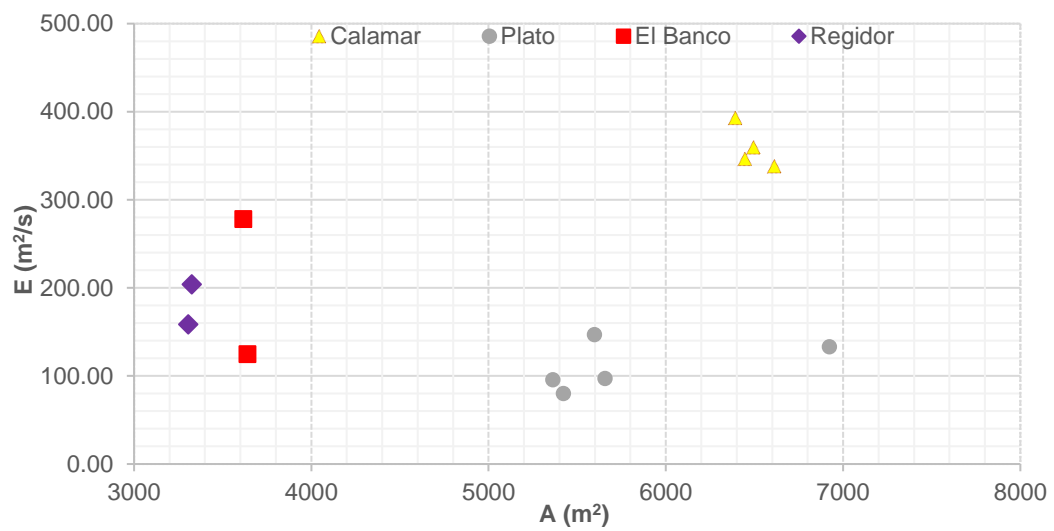
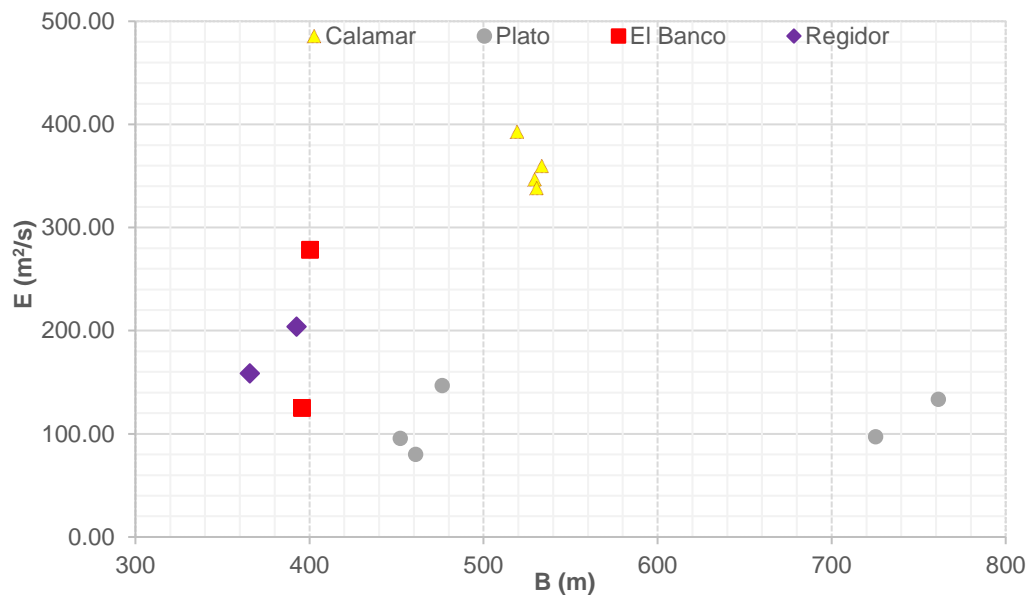
Con respecto a la velocidad media, en las estaciones del sector de Calamar y Plato el comportamiento del coeficiente ( $E$ ) inicialmente es ascendente, seguidamente descendente y posteriormente asciende nuevamente; para las secciones de El Banco y Regidor el coeficiente ( $E$ ) disminuye con respecto a la velocidad media.

El comportamiento del coeficiente de dispersión longitudinal ( $E$ ) con respecto al área en las secciones del sector de Calamar inicialmente es ascendente, seguidamente descendente y finalmente ascendente, para el caso de Plato, no se evidencia ninguna tendencia definida, para el caso de las secciones de El Banco, la relación entre el coeficiente y el área es inversa, mientras que para Regidor la relación es directa.

En el caso del comportamiento del coeficiente de dispersión ( $E$ ) con respecto al ancho es ampliamente variado de un sector a otro, en calamar, el coeficiente disminuye y luego aumenta con respecto al ancho, en Plato no se evidencia una tendencia en el comportamiento y para los sectores de El Banco y Regidor el comportamiento del coeficiente es ascendente con respecto al ancho.

Finalmente analizando el comportamiento del coeficiente de dispersión ( $E$ ) respecto a la profundidad media de la sección, para los sectores de Calamar y Plato inicialmente el coeficiente aumenta con respecto a la profundidad hasta cierto valor y luego disminuye, para las secciones de El Banco y Regidor, el coeficiente disminuye con la profundidad.





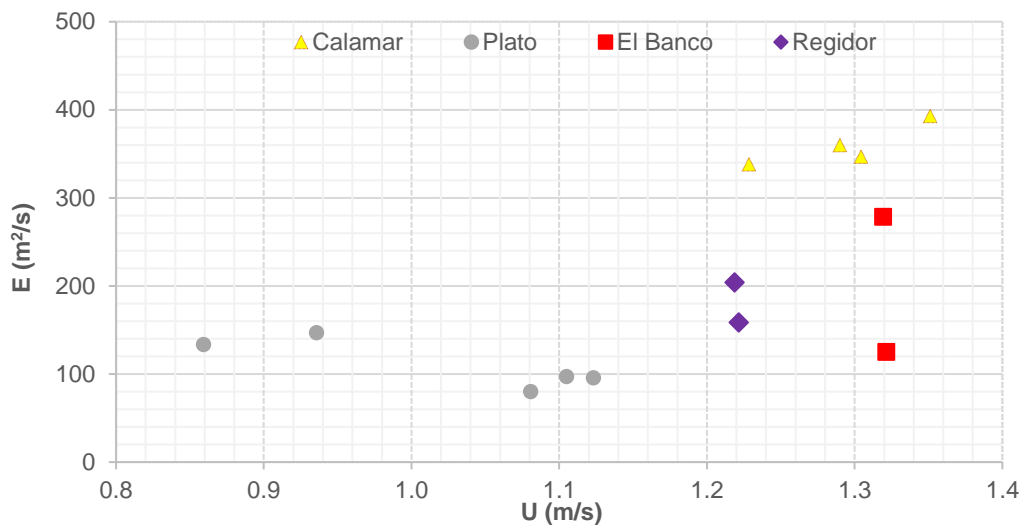


Figura 29. Contraste del coeficiente de dispersión longitudinal ( $E$ ) de las 13 secciones de estudio con parámetros como caudal, ancho, área, profundidad media y velocidad media.

De la Figura 29, es posible afirmar que el coeficiente de dispersión longitudinal ( $E$ ) presenta un comportamiento variable con respecto a características hidrodinámicas de las secciones tales como el caudal, la velocidad media, el área, el ancho de la sección y la profundidad media de la sección. Para las secciones de estudio en los sectores de Calamar, Plato, El Banco y Regidor, no se observa una tendencia o un patrón de relación del coeficiente de dispersión ( $E$ ) con respecto a las variables con las que se contrasta.

De haber encontrado una correlación muy fuerte con algunas de las variables, sería posible construir una ecuación empírica usando esas variables. Pero con los resultados obtenidos anteriormente se desvirtúa el uso de la aproximación con una ecuación empírica, que de hecho ya había desvirtuado con el uso de cinco ecuaciones empíricas de diferentes autores al encontrar una alta variabilidad entre ellas, aunque se usaran dentro del rango de deducción de cada una.

## 6. ANÁLISIS

### 6.1. Comparación de los resultados obtenidos con las distintas metodologías en las secciones analizadas.

Luego de realizadas las estimaciones del coeficiente de dispersión longitudinal mediante ecuaciones empíricas, se realiza una comparación con los resultados obtenidos mediante el método de Fischer con datos de ADCP, a través de la ecuación de discrepancia definida por (White, Milli, & Crabbe, 1973)

$$RD = \frac{1}{N} \sum_1^N \log \left( \frac{E_{FE}}{E_{ID}} \right) \quad (39)$$

donde N es número de datos,  $E_{FE}$  es el coeficiente de dispersión longitudinal estimado mediante fórmula empírica, y  $E_{ID}$  es el coeficiente estimado con la ecuación (7) con una caracterización hidrodinámica obtenida a partir de mediciones de ADCP.

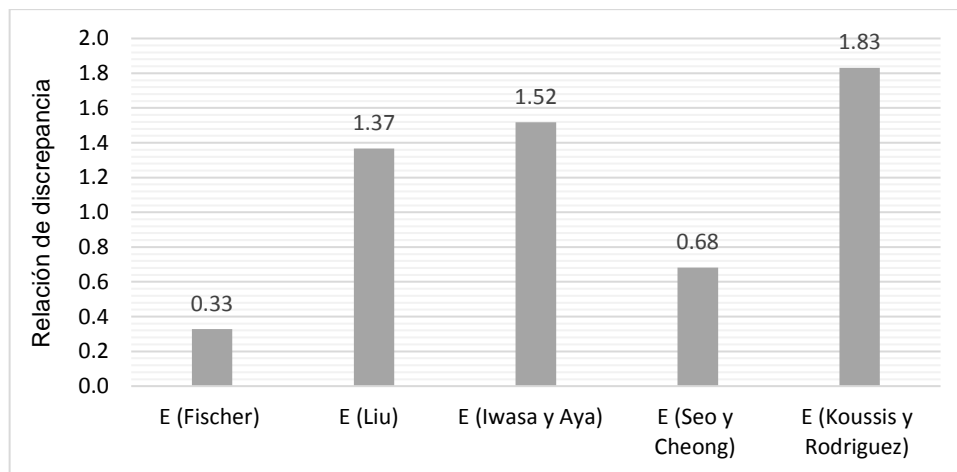


Figura 30. Relación de discrepancia entre los valores obtenidos de ecuaciones empíricas comparados con los estimados por el Método de Fischer - ecuación (7)

Valores de  $RD$  iguales a cero, representan una perfecta correspondencia entre la estimación realizada con un método que involucre una caracterización hidrodinámica detallada y una estimación realizada a través de las ecuaciones empíricas. Valores menores que cero, representan una subestimación de la ecuación empírica respecto a los resultados de un método que involucre una caracterización hidrodinámica detallada, y por tanto valores mayores a cero representan una sobreestimación del valor del coeficiente por parte de las ecuaciones empíricas.

En la Figura 30 se observa que a pesar de que para el caso de estudio; el río Magdalena en cuatro sectores como lo son, Calamar, Plato, El Banco y Regidor, cumplen con las condiciones establecidas por los autores para la utilización de cada una de las ecuaciones empíricas (ver Tabla 6), la relación de discrepancia con respecto a las estimaciones del método de Fischer con datos de ADCP sobreestiman los valores del coeficiente de dispersión longitudinal para todos los casos.

La ecuación Koussis y Rodríguez genera valores mayores del coeficiente de dispersión longitudinal, por encima de los demás autores, seguida de las estimaciones realizadas a través de la ecuación propuesta por Iwasa y Aya. Se observa que la ecuación empírica que mejor aproxima los valores del coeficiente de dispersión longitudinal estimados a través de la ecuación (7), es el método empírico propuesto por Fischer con una relación de discrepancia de 0.33, seguido de un valor de  $RD$  de 0.68 generado por la relación entre la ecuación de Seo y Cheong respecto al método de estudio de la presente investigación.

## 6.2. Comparación de los resultados obtenidos con los disponibles en la bibliografía.

Como parte del análisis se compararon los resultados de la implementación del método de Fischer con datos de ADCP con los reportes de mediciones del coeficiente de dispersión longitudinal, con base en la recopilación de Rutherford (1994). Los valores son contrastados con las estimaciones de caudal en escala logarítmica en la Figura 31.

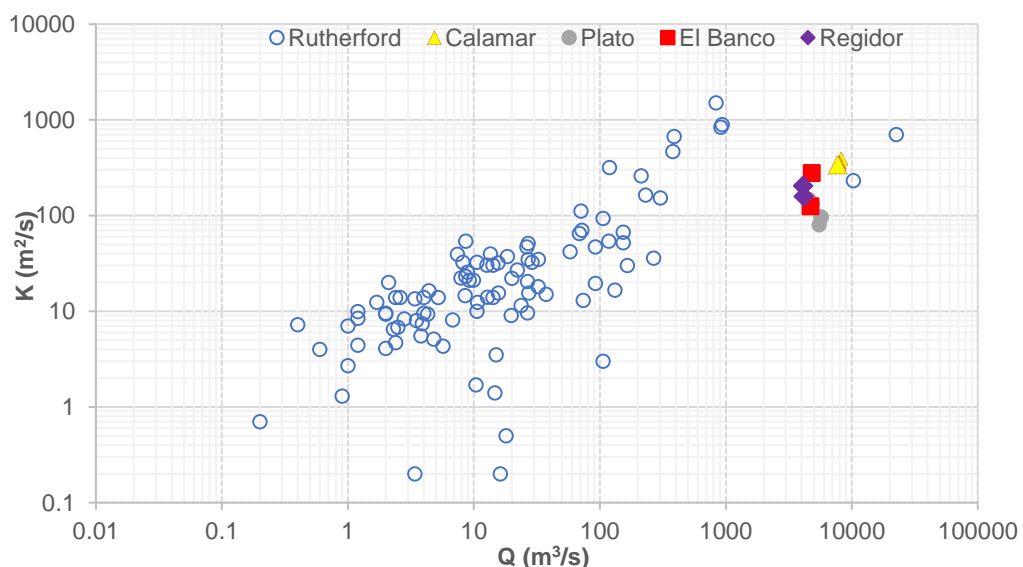


Figura 31. Coeficientes de dispersión longitudinal ( $E$ ) de diferentes secciones del río Magdalena obtenidos mediante la solución del método de Fischer en contraste con estimaciones reportadas por Rutherford para distintos ríos del mundo.

Se observa que la gran mayoría de los datos reportados por Rutherford (1994) corresponden a canales naturales con caudales menores a 1000 m<sup>3</sup>/s, mientras que en las secciones de estudio del río Magdalena los caudales varían entre 4000 y 8000 m<sup>3</sup>/s aproximadamente.

Sin embargo, de las 98 mediciones recopiladas por Rutherford (1994), 2 de ellas corresponden a caudales entre 10000 y 20000 m<sup>3</sup>/s, correspondientes al río Mississippi, información que permite contrastar las estimaciones del presente estudio con las reportadas para diferentes ríos alrededor del mundo.

Sin tener en cuenta el hecho de que los caudales del río Magdalena están en el extremo superior de los datos recopilados, con respecto al orden de magnitud se observa una buena correspondencia entre los datos del presente estudio de manera global y los reportados por Rutherford (1994) con similares características al río Magdalena.

Se puede inferir que a pesar de que la tendencia general de los coeficientes de dispersión longitudinal de los datos experimentales de los diferentes ríos del mundo es creciente con respecto al caudal, no es una característica constante en todos los casos, comportamiento que se presenta también en las secciones del río Magdalena.

## 7. CONCLUSIONES

El presente estudio demuestra el potencial de las mediciones de ADCP como una alternativa prometedora y poco invasiva para la estimación del coeficiente de dispersión longitudinal basado en una caracterización hidrodinámica detallada en el río Magdalena, donde debido a su gran tamaño la metodología de trazadores resulta compleja y de alto costo.

Debido a la importancia del coeficiente de dispersión longitudinal para entender la mezcla de vertimientos ocasionales o permanentes en cuerpos de agua, a lo largo de la historia diversos autores han desarrollado ecuaciones empíricas que permitan su estimación a partir de parámetros hidráulicos globales. En la presente investigación se han evaluado cinco ecuaciones que fueron calibradas para ríos con similares características a las del río Magdalena, sin embargo, los resultados obtenidos presentan gran variabilidad, por lo que utilizar sus resultados proporcionaría incertidumbre en las estimaciones.

Por lo anterior se evaluó el principio teórico del método de Fischer con datos de ADCP para la estimación del coeficiente de dispersión longitudinal ( $E$ ), el cual se basa en las características hidráulicas detalladas de una sección. El método fue implementando en cuatro puntos de la cuenca baja del río Magdalena cerca de su desembocadura, como una metodología alternativa que permitiera obtener valores confiables del coeficiente ( $E$ ), teniendo en cuenta que entre más exacta sea la estimación del coeficiente de dispersión longitudinal, se podrán realizar estimaciones más precisas de las características de la curva tiempo-concentración en el río, importantes para la gestión y conservación de los ecosistemas y de la población que dependen de la cuenca.

El método de Fischer con datos de ADCP corresponde a una estimación del coeficiente de dispersión longitudinal ( $E$ ), basado en el concepto de un flujo uniforme en una sección transversal constante, es válido para tramos rectos y relación entre el ancho y la profundidad media menor a seis. Estas condiciones hidráulicas se cumplen para las secciones seleccionadas en Calamar, Plato, El Banco y Regidor en el río Magdalena.

Para la evaluación del Método de Fischer se recopiló información histórica de las campañas con ADCP realizadas sobre el río Magdalena, la mayoría de éstas con fines de estimaciones de caudal, se emplearon datos de



campañas realizadas entre las estaciones de PIMSA y Regidor, de las cuales se seleccionaron secciones con poca ausencia de datos, con el fin de evitar la necesidad de realizar aproximaciones en los perfiles y disminuir los errores ocasionado por ausencia de información en la sección, teniendo en cuenta que los resultados de este método son muy sensibles a pequeñas variaciones en el valor del caudal, el cual es estimado a partir de las mediciones de velocidad.

Para el tratamiento de la información y la estimación del coeficiente de dispersión longitudinal (E) se desarrolló una aplicación informática en Python, la información de entrada proviene de un archivo ASCII generado en WinRiver que almacena toda la información medida por ADCP requerida para el método de Fischer. La aplicación informática es capaz de reconocer con precisión la información de entrada, lo cual se evidencia en los resultados gráficos de perfiles de velocidad contrastados con los de WinRiver.

Como salidas de la aplicación desarrollada en Python se obtiene el área total de la sección, el ancho de la sección, la desviación de la velocidad respecto a la media en la progresiva  $y$ , la profundidad media, el perímetro de la sección, el radio hidráulico, la velocidad de corte, el coeficiente de aproximación, el coeficiente de dispersión transversal en la progresiva  $y$ . Finalmente, el valor estimado del coeficiente de dispersión longitudinal (E).

Los resultados obtenidos con el método de Fischer con datos de ADCP para los cuatro puntos del río Magdalena muestran una adecuada correspondencia con estimaciones experimentales recopiladas por Rutherford (1994) para distintos ríos alrededor del mundo, con similares características a las secciones de estudio. Con relación a un estudio con trazadores desarrollado entre Nariño y Puerto Salgar, los resultados son semejantes en ordenes de magnitud, teniendo en cuenta que las características hidráulicas de las zonas difieren, no es posible realizar un contraste detallado.

El método de Fischer con datos de ADCP es una alternativa promisoría para el río Magdalena, debido a que se convierte en una alternativa para estimar el coeficiente de dispersión longitudinal (E) considerando las características detalladas del flujo en la zona de estudio, de manera sencilla y confiable. Teniendo en cuenta que existe información histórica de

mediciones con ADCP y que es creciente la realización de aforos periódicos sobre el río.

*Tabla 15. Estimaciones del coeficiente de dispersión longitudinal mediante el método de Fischer, a partir de una caracterización hidrodinámica detallada.*

Sección	E (Método de Fischer con datos de ADCP - Ec.7) [m <sup>2</sup> /s]
Calamar 001	392.94
Calamar 002	346.63
Calamar 003	359.74
Calamar 004	338.15
Plato 001	97.06
Plato 002	95.71
Plato 003	79.99
Plato 004	146.83
Plato 005	133.32
El Banco 001	278.38
El Banco 002	124.96
Regidor 001	158.51
Regidor 002	203.95

De acuerdo con los resultados obtenidos con la implementación del método de Fischer (Tabla 14), se concluye que para las zonas de estudio del río Magdalena, bajo las condiciones de flujo de las mediciones de ADCP utilizadas, se propone un intervalo aproximado de 150 – 350 m<sup>2</sup>/s para el coeficiente de dispersión longitudinal (E).

### 7.1. Recomendaciones

- Es evidente que si bien el comportamiento de las variables en los resultados, parece apropiado y brinda confiabilidad, existe muy escasa información para la calibración adecuada del modelo y más aún para la validación del mismo, por lo que se recomienda para futuras investigaciones realizar un ejercicio de trazadores en las zonas de estudio en simultaneo con mediciones de ADCP, lo cual permita realizar una calibración del método de Fischer con datos de ADCP para el río Magdalena, dado que este método es computacional, luego de validado se podría realizar extrapolaciones para otros casos.

- En los datos históricos de ADCP recopilados para la presente investigación se encontró que el sistema de referencia utilizado para las mediciones corresponde al *Bottom Track* o sistema de “seguimiento de fondo”, el cual determina la velocidad de la plataforma móvil con respecto al fondo del cauce utilizando el principio acústico Doppler. Considerando que el manual de WinRiver sugiere que este sistema de referencia no debe ser utilizado con presencia de un fondo móvil, se recomienda para próximas mediciones adoptar el sistema de referencia óptimo para cada condición del flujo, lo cual es posible determinar a través de la comparación de varios sistemas con respecto a los reportes de desviación estándar del caudal.
- Considerando que el método de Fischer con datos de ADCP es sensible a los datos no medidos, se recomienda para futuras mediciones pretender evitar en mayor medida los *ensembles* sin mediciones de velocidad y profundidad, lo cual permitirá realizar mejores estimaciones del coeficiente de dispersión longitudinal (E) a partir de datos de ADCP.
- Se recomienda que la recopilación de la información cartográfica se realice directamente con el ADCP, debido a que, en los datos de estudio, esta información se encontró de manera aislada, lo que podría ocasionar pérdida de información.

## 8. BIBLIOGRAFÍA

- Carr, M. L., & Rehmann, C. R. (2007). Measuring the Dispersion Coefficient with Acoustic Doppler Current Profilers. *Journal of hydraulic engineering*, 977-982.
- Constain, A. J. (2014). Revalidation of Elder's equation for accurate measurements of dispersion coefficients in natural flows. *DYNA*, 19-27.
- Deng, Z.-Q., & Singh, V. P. (2001). Longitudinal dispersion coefficient in straining rivers. *Hydraulic engineering*, 919 - 927.
- Díaz, J., & García, C. (2015). Estimación del coeficiente de dispersión longitudinal en ríos de la región central de Argentina utilizando ADCP. *RIBAGUA – Revista Iberoamericana del Agua*, 26 -37.
- Disley, T., Gharabaghi, B., Mahboubi, A. A., & McBean, E. A. (2015). Predictive equation for longitudinal dispersion coefficient. *Hydrological processes*, 161-172.
- Dongsu, K. (2011). Assessment of longitudinal dispersion coefficients using Acoustic Doppler Current Profilers in large river . *Elsevier B.V.*, 29 - 39.
- El Espectador. (31 de agosto de 2008). Canecas con cianuro prendieron las alarmas. Obtenido de <http://www.elespectador.com/impreso/tema-del-dia/articuloimpreso-canecas-cianuro-prendieron-alarmas>
- El Tiempo. (20 de abril de 2006). Alerta por derrame de cianuro. Obtenido de <http://www.eltiempo.com/archivo/documento/MAM-1993644>
- Elder, J. (1959). The dispersion of a marked fluid in turbulent shear flow . *Fluid Mech*, 544-560.
- Fischer, B. (1975). Discussion of simple method for predicting dispersion in streams . by A.M., Sattar and B. Gharabaghi. *J. Hidrology*, 453-455.
- Fischer, H. B., List E, J., Jörg, I., & Brooks, N. H. (1979). *Mixing in Inland and Coastal Waters*. New York : Academic Press.
- Galeano, C. H. (2009). *Técnicas de solución numérica de la ecuación de Difusión-Advección-Reacción para el estudio de dispersión de contaminantes*. Bogotá: Universidad Nacional de Colombia.

- González, J. A., & Martínez, P. (1990). Método general para calcular coeficientes de dispersión longitudinal en ríos. *Ingeniería Hidráulica en México*, 26 - 32.
- Hart, J., Guymer, I., Jones, A., & Stovin, V. (2012). Longitudinal Dispersion Coefficients within Turbulent and Transitional Pipe Flow. 1 -12.
- IDEAM - CORMAGDALENA. (2005). *Informe final de Calidad de Agua - CONVENIO N° 024/2005*. Bogotá .
- IDEAM. (2002). *Análisis multitemporal del cauce del río Magdalena en el periodo 1980 - 2000. Barranbermeja - Bocas de Ceniza*. Bogotá .
- Iwasa, Y., & Aya, S. (1991). Predicting longitudinal dispersion coefficient in open-channel flows. *by A.M. Sattar and B. Gharabaghi. Proc. International Symposium of Enviromental Hydraulics*, 505 - 510.
- Kashefipour, S. M., & Falconer, R. A. (2002). Longitudinal dispersion coefficients in natural channels. *Water Research*, 1596–1608.
- Koussis, A. D., & Rodriguez-Mirasol, J. (1998). Hydraulic estimation of disperion coefficient for streams. *Journal of hydraulic engineering*, 317 - 320.
- Li, Z., & Huang, J. (1998). Preliminary study on longitudinal dispersion coefficient for the gorges reservoir. *by A. M. Sattar and B. Gharabaghi, Proceedings of the Seventh International Symposium Enviromental Hydraulics* , 16-18.
- Liu, H. (1977). Predicting dispersion coefficient of streams. *by A. M, Sattar and B. Gharabaghi. J. Enviromental Engineering Division* , 59 - 69.
- McQuivey, R., & Keefer, T. (1974). Simple method for predicting dispersion in streams . *Environmental Engineering Division*, 997-1011.
- Muste, M., Yu, K., & Spasojevic, M. (2003). Practical aspects of ADCP data use for quantification of mean river flow characteristics; Part I: moving-vessel measurements. *Elsevier Ltd*, 1-16.
- Quintero, E., Munárriz, G., & Villazón, D. (2006). Determinación de caudal, tiempos de tránsito, velocidad y coeficiente de dispersión en el río Bogotá, Frío y Magdalena utilizando técnicas nucleares. *AVANCES Investigación en Ingeniería*, 21 - 31.
- Rutherford, J. C. (1994). *River mixing*. ISBN 0-471-94282-0.
- Sattar, A. M., & Gharabaghi, B. (2015). Gene expression models for prediction of longitudinal dispersion coefficient in streams. *Journal of Hydrology*, 587–596.

- Seo, W., & Cheong, T. S. (1998). Predicting longitudinal dispersion coefficient in natural streams . *Journal of hydraulic engineering* , 25 - 32.
- Shen, C., Niu, J., & Anderson, E. J. (2010). Estimating longitudinal dispersion in rivers using Acoustic Doppler Current Profilers. *Elsevier Ltd*, 615 - 623.
- Simpson, M. R. (2001). *Discharge Measurements Using a Broad-Band Acoustic Doppler Current Profiler*. SACRAMENTO, CALIFORNIA: U.S. Geological Survey.
- Smeithlov, B. (1990). Smeithlov BB. Effect of channel sinuosity on river turbulent diffusion. *Yangtze River*, 62.
- Teledyne RD Instruments. (2007). *Rio Grande Technical Manual*. California: A Teledyne Technologies Company.
- Teledyne RD Instruments. (2008). *WinRiver II User's Guide*. California.
- Universidad del Norte. (2013). *Informe primera campaña 2013 E-004-124-13*. Barranquilla.
- White, W., Milli, H., & Crabbe, A. (1973). *Sediment transport: An appraisal methods, Vol. 2: Performance of theoretical methods when applied to flume and field data*. Wallingford (U.K): Hydraulic Research Station Rep N° IT119.



## 9. ANEXOS

### 9.1. Registro fotográfico de ADCP en campo



Figura 32. Equipo ADCP Río Grande en el agua desde una plataforma móvil (Universidad del Norte, 2013)



Figura 33. Equipo ADCP fuera de la columna de agua (Universidad del Norte, 2013)

## 9.2. Coeficientes de dispersión longitudinal de diferentes ríos del mundo

Tabla 16. Coeficientes de dispersión longitudinal (Rutherford, 1994)

Referencia	Canal/Rio	H (m)	b (m)	$V_x$ (m/s)	$u^*$ (m/s)	$Q$ (m <sup>3</sup> /s)	$E_x$ (m <sup>2</sup> /s)	$E_x/Hu^*$	$E_x/bu^*$
Canales									
1	Albert	4.40	100	0.029	0.0016	16.2	0.2	34	1.5
	Dessel - Herentals	2.50	35	0.037	0.022	3.4	0.2	35	2.5
2	Yuma Mesa A	3.45	7.6	0.680	0.047	18	0.5	3	1.5
1	Bocholt - Dessel	2.50	35	0.107	0.0063	14.7	1.4	89	6.4
	Villemsvaart	2.50	34	0.130	0.0079	10.4	1.7	86	6.3
3	Chicago	8.07	49	0.270	0.019	106	3	19	3.2
Ríos de Europa									
6	Derwent	0.25	–	0.38	0.140	–	4.6	130	–
7	Wolf	–	–	0.03	–	0.2	0.7	–	–
		–	–	0.09	–	0.9	1.3	–	–
		–	–	0.35	–	5.7	4.3	–	–
		–	–	0.68	–	19.8	9	–	–
	Lyd	–	–	0.16	–	0.6	4	–	–
		–	–	0.24	–	1.2	4.4	–	–
		–	–	0.48	–	3.9	7.4	–	–
		–	–	0.93	–	15.7	15.5	–	–
8	Miljacka	0.29	11	0.35	0.058	1	2.7	161	4.4
7	Nidd	–	–	0.13	–	2	4.1	–	–
	Tamar	–	–	0.13	–	2.8	8.3	–	–
		–	–	0.25	–	10.7	12.4	–	–



		-	-	0.6	-	37.5	15	-	-
		-	-	1.15	-	165	30	-	-
	Upper Tame	0.83	9.9	0.46	0.090	3.8	5.5	74	6.2
		0.92	9.9	0.52	0.10	4.8	5.1	55	5.2
	Tame	-	-	0.46	-	8.5	14.6	-	-
		-	-	0.53	-	10.6	10	-	-
	Wye	-	-	0.37	-	8.6	54	-	-
		-	-	0.38	-	27	51	-	-
		-	-	0.72	-	72	70	-	-
	Ure	-	-	0.1	-	15	3.5	-	-
Ríos en Estados Unidos									
9	Comité	0.26	13	0.31	0.044	1.0	7	612	13
10		0.43	16	0.37	0.056	2.6	13.9	577	16
	Cooper VA	0.40	19	0.16	0.116	1.2	9.9	213	4.5
		0.49	16	0.26	0.080	2	9.5	242	7.4
		0.49	16	0.27	0.080	2.1	20	510	16
		0.85	18	0.60	0.100	9.2	21	247	12
9	Antietam	0.39	16	0.32	0.062	2	9.3	385	9.4
		0.52	20	0.43	0.071	4.4	16.3	441	12
		0.71	24	0.52	0.083	8.9	25.6	434	13
9	Monocacy	0.32	35	0.21	0.044	2.4	4.7	334	3
		0.45	37	0.32	0.051	5.2	13.9	606	7.4
		0.88	48	0.44	0.072	18.4	37.2	587	11
9	Anacoco	0.42	20	0.29	0.045	2.4	13.9	735	16
		0.94	26	0.34	0.068	8.2	32.5	508	19
		0.92	37	0.40	0.067	13.5	39.5	641	16
9	Muddy	0.81	13	0.37	0.081	4	13.9	212	13
		1.20	20	0.45	0.099	10.6	32.5	274	17

10	Powell	0.85	34	0.15	0.055	4	9.5	203	5.1
9	Elkhorn	0.3	33	0.43	0.046	4.3	9.3	674	6.1
		0.42	51	0.46	0.047	9.9	21	1060	8.8
10	Clinch VA	0.58	36	0.21	0.049	6.8	8.1	285	4.6
11	Duwamish	1.10	20	-	0.049	-	7.5	139	7.7
12	South Platte	0.46	-	0.66	0.069	-	16.2	510	-
9	Sabine TX	0.98	35	0.21	0.042	7.4	39.4	957	27
13	Minnesota	2.74	80	0.034	0.0024	7.9	22.3	3390	120
		2.74	80	0.14	0.0097	27	34.9	1310	45
9	Amite	0.81	37	0.29	0.070	8.6	23.2	409	9.1
		0.8	42	0.42	0.069	14.2	30.2	547	10
9	White	0.55	67	0.35	0.044	12.7	30.2	1250	10
4	Clinch TE	0.85	47	0.32	0.067	12.8	14	246	4.4
		2.10	53	0.83	0.107	92.4	47	209	8.3
		2.10	60	0.94	0.104	118	54	247	8.7
9	John Day	0.58	25	1.01	0.14	14.2	13.9	171	4
		2.46	34	0.82	0.181	69	65	146	11
9	Chattahoochee	1.13	66	0.39	0.076	29	32.5	378	6.59
9	Nooksack	0.76	64	0.67	0.27	32.6	34.8	170	2
		2.93	86	1.20	0.53	303	153	98	3.4
9	Wind - Bighorn	1.10	59	0.88	0.12	58	41.8	317	5.9
		2.16	69	1.55	0.166	231	163	455	14
9	Yadkin	2.33	70	0.43	0.10	71	111	476	16
		3.85	72	0.76	0.129	213	260	524	28
13	Mississippi	3.05	530	0.08	0.0056	74	13	761	4.4
		3.05	530	0.07	0.005	92	19.5	1280	7.4
		3.05	530	0.12	0.0082	132	16.6	664	3.9
		3.05	530	0.14	0.0097	268	35.9	1210	7
14	Mississippi	-	-	-	-	10310	232	-	-

		-	-	-	-	22600	700	-	-
9	Susquehanna	1.35	203	0.39	0.065	106	92.9	1060	7
9	Sabine LA y	2.04	104	0.58	0.054	119	316	2870	56
		4.75	128	0.64	0.084	389	670	1680	62
15	Missouri	2.33	183	0.89	0.066	380	465	3020	39
		2.70	200	1.55	0.074	837	1500	7510	100
		3.56	201	1.28	0.084	913	837	2800	50
		3.11	197	1.53	0.078	935	892	3700	58
16	Punehu	0.28	5	0.26	0.21	0.4	7.2	122	6.9
	Kapuni	0.30	9	0.37	0.15	1.2	8.4	187	6.2
	Kapuni	0.35	10	0.53	0.17	1.7	12.4	208	7.3
	Manganui	0.40	20	0.19	0.18	2.3	6.5	90	1.8
	Waiongana	0.60	13	0.48	0.24	2.5	6.8	47	2.2
	Stony	0.63	10	0.55	0.30	3.4	13.5	71	4.5
	Waiotapu	0.75	11.4	0.41	0.061	3.5	8	175	12
	Manawatu	0.72	59	0.37	0.070	15.6	32	635	7.7
	Manawatu	1.00	63	0.32	0.094	20	22	234	3.7
	Manawatu	0.95	60	0.46	0.092	26.3	47	538	8.5
	Tarawera	1.21	25	0.73	0.084	22.1	27	266	13
		1.92	20	0.62	0.123	23.7	11.5	49	4.7
		1.38	25	0.77	0.091	26.6	20.5	163	9
		1.40	25	0.78	0.091	27.3	15.5	122	6.8
		1.57	25	0.83	0.096	32.4	18	119	7.5
	Waikato	2.60	85	0.69	0.060	153	52	33	10
		2.00	120	0.64	0.050	153	67	670	11